Série A, n° 1204
N° d'ordre :
2072

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Henri SCHŒLLER
Collaborateur au Service de la Carte Géologique de France

1re THÈSE. — **La Nappe de l'Embrunais au nord de l'Isère**
AVEC QUELQUES OBSERVATIONS SUR LES RÉGIONS VOISINES : BORD EXTERNE DE LA NAPPE DU BRIANÇONNAIS, ZONE DAUPHINOISE, LAMBEAUX DE RECOUVREMENT DE SULENS
(feuille de Bourg-Saint-Maurice au 50.000e).

2e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le 29 JUIN *1929 devant la Commission d'examen*

Président : MM. CH. PÉREZ.
Examinateurs { CH. JACOB.
R. COMBES.

Bulletin des Services de la Carte Géologique de la France et des Topographies Souterraines n° 175.

PARIS ET LIÉGE
LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE CH. BÉRANGER
PARIS, 15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15
LIÉGE, 1, QUAI DE LA GRANDE-BRETAGNE, 1

1929

Tous droits réservés

Série A, n° 1204
N° d'ordre :
2072

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Henri SCHŒLLER
Collaborateur au Service de la Carte Géologique de France

1re THÈSE. — La Nappe de l'Embrunais au nord de l'Isère avec quelques observations sur les régions voisines : Bord externe de la Nappe du Briançonnais, Zone dauphinoise, lambeaux de recouvrement de Sulens *(Feuille de Bourg-Saint-Maurice au 50.000e).*

2e THÈSE. — Propositions données par la Faculté.

Soutenues le 29 JUIN *1929 devant la Commission d'examen*

Président : MM. Ch. PÉREZ.
Examinateurs : Ch. JACOB. R. COMBES.

Bulletin des Services de la Carte Géologique de la France et des Topographies Souterraines n° 175.

PARIS ET LIÉGE
LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE CH. BÉRANGER
PARIS, 15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15
LIÉGE, 1, QUAI DE LA GRANDE-BRETAGNE, 1

1929
Tous droits réservés

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

MM.

Doyen..... C. MAURAIN, *Professeur*, Physique du globe.

Doyens honoraires.. P. APPELL, M. MOLLIARD.

Profess. honoraires..
P. PUISIEUX. — A. FERNBACH.
V. BOUSSINESQ. — A. LEDUC.
A. JOANNIS. — R. DONGIER.
H. LE CHATELIER. — E. HEROUARD.
H. LEBESGUE.

Professeurs.....

ÉMILE PICARD.....	Analyse supér. et algèbre supérieure.
G. KOENIGS.....	Mécanique physique et expérimentale
E. GOURSAT.....	Calcul différentiel et calcul intégral.
P. JANET.....	Electrotechnique générale.
F. WALLERANT...	Minéralogie.
H. ANDOYER.....	Astronomie.
P. PAINLEVÉ.....	Mécanique anal. et mécanique céleste
GABRIEL BERTRAND	Chimie biologique.
Mme P. CURIE.....	Physique générale et radioactivité.
M. CAULLERY.....	Zoologie (Évolution des êtres organisés)
G. URBAIN.....	Chimie générale.
ÉMILE BOREL	Calcul des probabilités et phys. mathém.
L. MARCHIS.....	Aviation.
JEAN PERRIN.....	Chimie physique.
RÉMY PERRIER.....	Zoologie (Enseignement P. C. N.).
H. ABRAHAM.....	Physique.
M. MOLLIARD.....	Physiologie végétale.
E. CARTAN.....	Géométrie supérieure.
L. LAPICQUE.....	Physiologie générale.
E. VESSIOT.....	Théorie des fonct. et th. des transf.
A. COTTON.....	Physique générale.
J. DRACH.....	Application de l'analyse à la géométrie.
CHARLES FABRY....	Physique.
CHARLES PÉREZ	Zoologie.
LÉON BERTRAND...	Géolog. structurale et géolog. appliquée.
R. LESPIEAU	Théories chimiques.
E. RABAUD.....	Biologie expérimentale.
P. PORTIER.....	Physiologie comparée.
E. BLAISE.....	Chimie organique.
P.-A. DANGEARD..	Botanique.
P. MONTEL.....	Mécanique rationnelle.
P. WINTREBERT..	Anatomie et histologie comparées.
O. DUBOSCQ	Biologie maritime.
G. JULIA.....	Mathématiques générales.
A. MAILHE.....	Etude des combustibles.
L. LUTAUD.....	Géogr. physique et géol. dynamique.
EUGÈNE BLOCH.....	Physique théorique et phys. céleste.
HENRI VILLAT.....	Mécanique des fluides et applications.
CH. JACOB.....	Géologie.
P. PASCAL.....	Chimie minérale
LÉON BRILLOUIN ..	Théories physiques.
N.....	Chimie appliquée.

R. UNIV. BIBLIOTHEEK LEIDEN

E. PÉCHARD....	Chimie (Ens. P. C. N.)
V. AUGER.....	Chimie analytique.
M. GUICHARD...	Chimie minérale.
A. GUILLET.....	Physique.
C. MAUGUIN....	Minéralogie.
L. BLARINGHEM	Botanique.
A. MICHEL-LÉVY	Pétrographie.
A. DEREIMS.....	Géologie.
A. DENJOY.....	Calcul diff. et int.
H. BENARD.....	Physique (P.C.N.).
E. DARMOIS.....	Physique.
G. BRUHAT.....	Physique.
H. MOUTON.....	Chimie physique.
L. JOLEAUD.....	Paléontologie.
M. JAVILLIER.....	Chimie biologique.
A. DUFOUR.....	Physique (P.C.N.).
F. PICARD	Zoologie (Évolution des êtres organisés).
ROBERT-LÉVY....	Zoologie.
L. DUNOYER.....	Optique appliquée.
A. GUILLIERMOND	Botanique (P.C.N.).
A. DEBIERNE.....	Radioactivité.
M. FRECHET.....	Calcul des probabilités et phys. mathém.

Secrétaire..... DANIEL TOMBECK

A la Mémoire de mon Maitre

Émile HAUG

Membre de l'Institut
Professeur de Géologie à la Faculté des Sciences de l'Université de Paris

A mes Maitres

MM.

Pierre TERMIER

Membre de l'Institut
Directeur du Service de la Carte géologique de France

Charles JACOB

Professeur de Géologie
à la Faculté des Sciences de l'Université de Paris

LA NAPPE DE L'EMBRUNAIS AU NORD DE L'ISÈRE

avec quelques observations sur les régions voisines : bord externe de la Nappe du Briançonnais, zone dauphinoise, lambeaux de recouvrement de Sulens.

(feuille de Bourg Saint-Maurice au 50.000e)

PAR

HENRI SCHŒLLER

Collaborateur auxiliaire.

PRÉFACE

En premier lieu, ma pensée s'élève vers la mémoire de mon cher et éminent Maître É. Haug.

Sa mort a été une perte cruelle. Sa contribution à la science n'est pas à rappeler ici, pas plus que son savoir, si large, si précis, en même temps que si intuitif et dont il faisait part si libéralement à ses élèves. De plus sous son apparence rude il y avait une bonté qu'il fallait savoir trouver ; son énergie dissimulait une amabilité et une douceur inattendues.

Ce que je dois à mon Maître est sans borne. Avant tout il est l'instigateur de ce travail qu'il m'avait choisi. Je lui dois surtout ma formation de géologue alpin. Il a guidé mes premiers pas. La porte de son cabinet de travail m'était toujours ouverte. Aussi quel profit ai-je pu recueillir de sa vaste érudition et de sa parfaite connaissance de la géologie alpine. Et là, j'ai su apprécier l'entière liberté qu'il m'a laissée dans l'exécution de mes travaux. D'autre part il m'a emmené sur le terrain et m'a montré, ainsi qu'à ses autres élèves, le beau pays des nappes de l'Ubaye. Il m'a chargé d'y étudier un point capital, le massif du

Morgon : honneur dont je sens tout le prix. Je ne puis oublier qu'il m'a apporté aussi l'aide pécuniaire indispensable à ce travail : Sur sa proposition le Conseil de la Faculté des Sciences de Paris m'a accordé, pendant trois années, une bourse du legs Commercy. Enfin je ne saurais compter toutes les marques de bienveillance qu'il m'a accordées ni tous les encouragements qu'il m'a prodigués.

Les derniers entretiens que j'ai eus avec lui étaient mêlés à la joie d'une fête que sa présence honorait. A ces souvenirs heureux a succédé pour moi, brusquement, à quelques mois seulement d'intervalle, au retour d'une course en montagne, le soir, l'annonce brutale de sa mort. Je suis de ceux qui ne cesseront de le regretter.

Qu'il reçoive, du moins, ici, le pieux hommage d'un de ses derniers élèves qui avait pour lui une admiration sans mesure. C'est à sa mémoire que je dédie ce travail, malgré les imperfections qu'il contient.

Mes remerciements vont à M. Pierre Termier, Membre de l'Institut, Directeur du Service de la Carte géologique de France. Il m'a toujours témoigné un intérêt dont je lui suis profondément reconnaissant. Il m'a confié l'exécution de la feuille de Bourg-Saint-Maurice au 50.000e et ensuite m'a offert la large hospitalité du Bulletin du Service de la Carte pour publier ce travail dans des conditions particulièrement favorables.

Qu'il me permette de lui dire ici toute ma reconnaissance respectueuse et tout mon attachement ainsi que mon admiration pour le savant Maître de la tectonique.

Qu'il veuille bien accepter la dédicace de mon travail.

J'ai à acquitter aussi une dette envers M. Ch. Jacob, Professeur à la Sorbonne. Succédant à É. Haug, il m'a dès l'abord considéré comme un de ses élèves et m'a permis ainsi de tirer un large profit de sa science qu'il sait exposer avec tant de clarté. Il a non seulement accepté d'être le Rapporteur de ma thèse, ce dont je suis très honoré, mais aussi de me donner de nombreuses et utiles indications quant à la rédaction de mon travail. J'ai été profondément touché de tout ce qu'il a fait pour moi. Je le prie d'agréer l'expression de ma profonde gratitude et de me permettre d'inscrire également son nom sur la dédicace de ce travail.

J'ai également à remercier M. le Professeur A. Lacroix qui a bien voulu me permettre de fréquenter son laboratoire où j'ai pu profiter de ses leçons, des renseignements particuliers qu'il a bien voulu me donner et de toutes les ressources de ses collections.

M. A. Michel-Lévy, Professeur à la Sorbonne, a toujours fait preuve à mon égard d'une complaisance dont je le remercie bien vivement. Je ne saurais oublier qu'il m'a initié à l'étude des terrains cristallins, dans la belle région des Maures.

J'ai rencontré bon accueil auprès de MM. L. Joleaud et Dereims, Professeurs à la Sorbonne.

Et je ne saurais non plus oublier M. A. Lanquine qui m'a toujours montré un intérêt dont je reste très touché.

M. Merle, chef des Travaux du Service de la Carte géologique voudra bien accepter les remerciements dus à son obligeance et à l'accueil si libéral que j'ai toujours reçu de lui.

A Paris j'ai également à remercier bien vivement mon ami E. Raguin de la course en Vanoise qu'il a eu l'obligeance de faire pour moi.

Je n'oublie ni Mme Jéremine qui m'a formé à l'examen microscopique des roches, ni Mlle Pfender, M. Bonnet, M. Bruet, M. et Mme Gubler, M. Menchikoff, et H. Termier, avec qui j'ai eu de bons rapports au laboratoire de géologie de la Sorbonne.

A Grenoble, j'ai à remercier tout particulièrement M. Gignoux, de l'intérêt qu'il porte à mon travail et des discussions malheureusement trop courtes que nous avons échangées. Je le remercie également d'avoir bien voulu me communiquer des échantillons, des photographies destinées à illustrer ce travail, ainsi que de l'accueil toujours chaleureux que j'ai rencontré au laboratoire de géologie de Grenoble. De MM. P. Lory et L. Moret, j'ai également gardé le meilleur souvenir.

Ed. Roch voudra bien recevoir ici un témoignage d'amitié. Il m'a accompagné plusieurs fois tant en Tarentaise qu'en Maurienne.

J'ai également des dettes en Italie. M. F. Hermann m'a entretenu avec grande amabilité de ses recherches et M. S. Franchi a bien voulu me communiquer d'utiles renseignements.

Enfin je ne saurais oublier ma femme qui s'est astreinte à la besogne ingrate de la correction de mon manuscrit et de mes épreuves. Je l'en remercie de tout cœur.

INTRODUCTION

Il devient maintenant classique que la masse principale des Alpes Occidentales est formée d'une accumulation d'immenses plis couchés, les ***Pennides***. Ceux-ci comprennent, la *nappe de la Dent Blanche*, la plus élevée et s'avançant sur les autres, *la nappe du Mont Rose*, grand pli qui vient emboutir *la nappe du Grand Saint-Bernard*, la plus basse, en y déterminant des plis en retour. En Italie et en Suisse tout cela recouvre trois longues digitations, *les plis du Simplon*. Toutes les nappes des Pennides se sont accumulées dans une large fosse, où elles ont été enserrées et comprimées en arrière d'un obstacle situé au NW. Le bord frontal des Pennides en particulier a cédé et sa masse a jailli suivant une longue fracture, le chevauchement pennique frontal.

La partie de l'obstacle qui a reçu toute la poussée constitue les ***Helvétides,*** cet avant pays dont la couverture sédimentaire s'est plissée disharmoniquement avec le substratum hercynien en immenses plis de couverture. La réalisation la plus complète se trouve dans la région comprise entre les massifs de l'Aar et du Mont Blanc où l'on distingue du sommet à la base : les nappes de l'Oberlaubhorn, du Mont Bonvin et de la Plaine Morte ou *nappes ultrahelvétiques*, puis les *nappes helvétiques* proprement dites du Wildhorn, des Diablerêts et de Morcles.

Le matériel hercynien des Helvétides a été soulevé en une sorte de pli de fond ; cette surélévation a donné naissance aux massifs cristallins de l'Aar et du Saint-Gothard, du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges, de la chaîne de Belledonne, des Grandes Rousses, du Pelvoux et du Mercantour.

Plus en avant encore s'étendent, en France, les chaînes subalpines, plis de couverture moins énergiques, hésitants ; presque tout l'effort alpin qui s'appliquait à l'Ouest des Pennides a été, en effet, absorbé dans les chaînes cristallines.

Les Helvétides se poursuivent en France par la première zone alpine de Ch. Lory ou zone du Mont Blanc qui fut appelée plus tard en 1894, zone delphino-provençale par É. Haug et en 1904, zone delphino-savoisienne par W. Kilian. Il est plus commode et plus aisé de se servir du terme de zone dauphinoise, terme déjà employé par W. Kilian et J. Révil dans leur gros mémoire.

Au Sud du massif du Mont Blanc il ne reste rien de toutes les larges nappes des Helvétides, à part quelques parties de celle de Morcles ; on ne connaît que de larges chaînes cristallines d'ailleurs mentionnées plus haut et dans lesquelles

sont pincés quelques synclinaux aigus de Secondaire. Les différentes unités tectoniques des Pennides se poursuivent également en France. Dans la partie septentrionale des Alpes françaises chacune d'elles est séparée de la précédente par un plan de chevauchement. Les plis du Simplon correspondraient à la nappe de l'Embrunais ; celle-ci n'est autre que la 2e zone alpine ou zone des Grès de l'Embrunais de Ch. Lory, la zone du Flych de P. Termier, la zone des Aiguilles d'Arves de É. Haug (1896) ; ce dernier auteur, en 1925, lui rend en la modifiant légèrement son appellation primitive de « zone de l'Embrunais ».

La nappe du Saint-Bernard équivaut à la nappe du Briançonnais, la troisième zone de Ch. Lory.

La nappe ou pli couché du Mont Rose ne pénètre pas en France, encapuchonnée qu'elle est dans un pli en retour de la nappe du Grand Saint-Bernard.

Enfin la nappe de la Dent Blanche correspond vraisemblablement, comme l'a proposé F. Hermann [1], à la nappe des schistes lustrés des auteurs français. Elle rentre dans la 4e zone alpine ou zone du Mont Rose de Ch. Lory.

La nappe de l'Embrunais est déjà relativement bien connue. On sait que au Sud, très étendue dans le bassin de San Remo, entre cette localité et Albenga elle est très réduite derrière l'obstacle du Mercantour, puis qu'elle prend à nouveau un développement considérable dans l'Ubaye et l'Embrunais où elle s'étend largement sur les terres noires du Jurassique autochtone. C'est là une vaste lame surtout de Flysch et à nombreuses digitations [2] anticlinales dont les terrains secondaires ont été dissociés en vastes lentilles. Plus au Nord, la nappe s'écrase complètement en arrière du Pelvoux [3], mais reparaît au Lautaret et s'étend jusqu'à la vallée de l'Arc ou Maurienne qu'elle traverse en amont de Saint-Jean ; et finalement atteint Moutiers, toujours caractérisée par son Flysch et ses brèches polygéniques.

Au delà de l'Isère, le prolongement de la nappe de l'Embrunais était inconnu, tant au point de vue tectonique qu'au point de vue stratigraphique. Les continuelles confrontations et les incessants revirements des auteurs montraient bien que l'on n'était encore arrivé à aucune solution. A vrai dire on ne savait ce qui était Nummulitique et ce qui à part le calcaire cristallin de Villette était Lias. On avait créé pour une immense série de calcschistes qui s'étend entre les cols de la Seigne et du Petit Saint-Bernard, le terme de « Lias de type mixte » sorte de transition entre les faciès piémontais et briançonnais. On plaçait cette série tantôt au-dessus, tantôt au-dessous du calcaire cristallin de Villette. Je montrerai que ce Lias de type mixte comprend en réalité deux choses différentes : du Flysch entre les cols de la Seigne et du Breuil et du Jurassique entre ce dernier

[1] F. Hermann, Conceptions nouvelles sur la tectonique des Alpes franco-italiennes. *C. R. Ac. Sc.*, t. 185, p. 1204, séance du 28 nov. 1927.

[2] É. Haug, Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes Occidentales. *B. S. G. F.* (4), t. XXV, p. 111, 1925.

[3] P. Termier, La nappe des Aiguilles d'Arves entre le Lautaret et la Vallouise. *C. R. Ac. Sc.*, t. 185, p. 1548, 1927.

et celui du Petit Saint-Bernard. On ne savait pas non plus si le Nummulitique existait au Nord de Moutiers. Les brèches polygéniques étaient en effet, tour à tour, balancées du Lias au Nummulitique et vice versa. Et de plus les points de vue s'opposaient suivant que l'on venait d'Italie ou de France : Impossibilité dans le premier cas de voir autre chose que du Lias, possibilité dans le second d'admettre du Nummulitique.

Toutes ces questions ont amené mon maître É. Haug à me donner, comme sujet d'étude, la nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère.

Par la suite, j'ai été conduit à étudier sommairement le prolongement de la nappe de l'Embrunais en Italie et en Suisse, tout le long du synclinal de Courmayeur des géologues italiens et de la zone Sion-Val Ferret des auteurs suisses. L'épaisse formation de calcschistes qu'on rencontre là, me paraît être autre chose que du Lias et correspondre à du Nummulitique. On peut se demander alors si vraiment la nappe de l'Embrunais se raccorde aux plis du Simplon enveloppés de schistes lustrés liasiques.

Enfin j'ai cherché quelles étaient les relations de la nappe de l'Embrunais avec celle du Briançonnais. J'ai aussi apporté quelques modifications, notamment en isolant de la nappe de l'Embrunais ce que j'ai appelé la zone du Petit Saint-Bernard et plus au Sud en rattachant la zone du Galibier à la nappe du Briançonnais.

On verra que les conclusions stratigraphiques qui se dégagent de l'étude des nappes de l'Embrunais et du Briançonnais conduisent à déplacer la crête du géanticlinal briançonnais.

Dans le complexe des Annes et de Sulens, Klippes de Savoie, morceau des Préalpes, existe une nappe moyenne, témoin possible de la nappe de l'Embrunais. A ce propos les comparaisons de détails s'imposaient ici.

Enfin au cours de mes études parut la feuille de Bourg-Saint-Maurice au 50.000e. M. P. Termier voulut bien me charger d'en faire les relevés géologiques. J'eus donc à étudier la zone dauphinoise dans le Beaufortin qui me livra quelques faits nouveaux.

J'exposerai toutes ces recherches de la façon suivante : Dans une première partie je donnerai un aperçu des différentes unités tectoniques que l'on rencontre depuis la nappe du Briançonnais jusqu'aux Klippes de Savoie. Cela servira en même temps de cadre, large, il est vrai, au corps du travail.

La seconde partie sera consacrée à l'étude de la nappe de l'Embrunais, sujet principal.

La troisième comprendra le bord externe de la nappe du Briançonnais et en particulier la zone du Petit Saint-Bernard.

Dans la quatrième partie, j'étudierai sommairement le prolongement de la nappe de l'Embrunais en Italie et en Suisse, d'une part, et en Maurienne d'autre part.

La cinquième résumera les conclusions que j'ai cru devoir tirer de tout ce qui précède.

La sixième enfin traitera du Quaternaire.

Avant de terminer je tiens à indiquer aux lecteurs que le corps de ce texte se rapporte essentiellement à la feuille de Bourg-Saint-Maurice au 50.000e sans laquelle la plus grande partie en serait incompréhensible. La minute fournie au Service de la Carte paraîtra incessamment. Pour le reste on suivra sur les feuilles au 80.000e d'Albertville et de Saint-Jean de Maurienne.

PREMIÈRE PARTIE

APERÇU GÉNÉRAL, AVEC QUELQUES OBSERVATIONS NOUVELLES, SUR UNE PARTIE DE L'AVANT PAYS DE LA NAPPE DE L'EMBRUNAIS AU NORD DE L'ISÈRE

(Zone dauphinoise, chaîne des Aravis, nappe inférieure des lambeaux de recouvrement de Sulens).

(Planche VIII)

CHAPITRE PREMIER

LA BORDURE ORIENTALE SÉDIMENTAIRE DE LA ZONE DAUPHINOISE

STRATIGRAPHIE

La bordure orientale de la zone dauphinoise a été bien étudiée par J. Révil, W. Kilian [121] [1] et aussi en partie par Et. Ritter [2].

Les courses que j'ai faites dans la région m'ont permis d'établir la stratigraphie de la façon suivante :

1° *Houiller*, formé d'arkoses grossières et de grès micacés, de conglomérats à galets de roches cristallines, de schistes noirs micacés ou non, enfin d'anthracite.

2° *Quartzites triasiques*, toujours peu épais. Il est tout à fait possible que ces

[1] Les nombres en caractères gras et entre crochets renvoient à la liste bibliographique.

[2] E. Ritter. La bordure sud-ouest du Mont Blanc. *Bull. Serv. carte géol. de Fr.*, t. IX, n° 60, 1897.

quartzites ne correspondent pas aux premiers étages du Trias et qu'ils représentent un niveau de transgression vers l'Ouest. Le dernier fait est certain, alors que le premier n'est pas prouvé.

3° *Calcaires, dolomies, cargneules, et gypse du Trias.* Ce sont des calcaires gris ou noirs finement spathiques, presque toujours associés aux dolomies gris clair. Toutes ces roches ressemblent au Trias moyen et supérieur de la nappe de l'Embrunais, mais avec une réduction très grande. A Roselend, on voit magnifiquement des dolomies passer aux cargneules. Le gypse se remarque en plusieurs points notamment au Col du Pré. Les pâturages trop luxuriants ne permettent pas de faire une stratigraphie très serrée.

Dans le Trias à l'Ouest de la Roche Parstire, j'ai découvert un affleurement de roche éruptive.

4° *Schistes noirs*, mats du col du Pré, rangés dans le Rhétien par Ritter.

5° *Lias calcaire.* — Ce sont généralement des calcaires gris clair, qui par

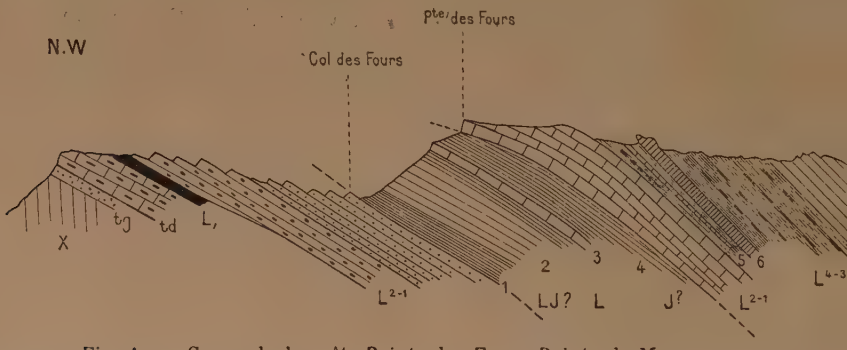


Fig. 1. — Coupe de la crête Pointe des Fours-Pointe de Mya.

x, Schistes cristallins ; **tg**, grès de la base du Trias ; **td**, dolomies triasiques : **L**, Rhétien **L2-1**, grès singuliers à l'Ouest du col des Fours et Lias calcaire à la Pointe des Fours ; **L**, Li indéterminé ; **1**, schistes noirs liasiques ; **2** et **4**, schistes et calcaires peut-être du Jurassique moyen

exposition aux agents atmosphériques deviennent d'un blanc, légèrement gris ou jaunâtre. Parfois ils sont plus foncés. Ils constituent toujours des escarpements souvent assez élevés. J'y ai trouvé un *Arietites sp.* A la partie supérieure ils passent insensiblement par alternance au Lias schisteux.

6° *Le Lias schisteux.* — Ce sont des schistes sans fossiles. Noirs ou gris, ils renferment parfois de petites paillettes de séricite et donnent une topographie molle. Ils sont couverts de pâturages, mais parfois très ravinés. Les déchirures du terrain sont alors d'un bleu sombre. Les glissements y sont très fréquents et peuvent passer à des coulées de boue.

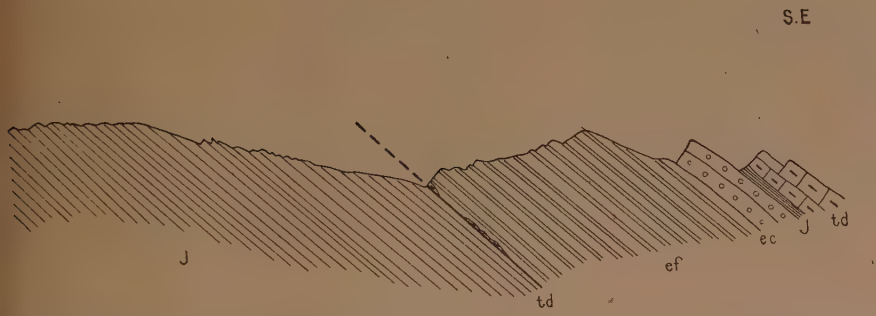
Le fait le plus intéressant que j'ai mis en évidence est qu'il renferme des intercalations de grès quartziteux (fig. 1) situés près du col du Bonhomme, à l'Est de la Pointe des Fours, et occupant un niveau déterminé. Ces grès quartziteux peuvent se suivre jusqu'aux environs de la Petite Berge à l'Est de

Roselend. Plus au Sud, ils disparaissent, mais semblent, toutefois, être encore faiblement représentés près du Roc Marchand, au col de la Lune.

J'ai également découvert une seconde intercalation, supérieure à la précédente. C'est un banc de *calcaires à entroques* (fig. 1), gris ou gris brun, à nombreuses bélemnites, malheureusement très mal conservées. Ces calcaires, visibles à l'Est de la Pointe des Fours, au col du Bonhomme, à l'Est de l'hôtel du Club Alpin, près de la Petite Berge, à la Grande Berge et jusqu'au Mont des Acrais, sont quelquefois microbréchoïdes.

Il était intéressant de noter dans le Lias schisteux ces faciès qui indiquent incontestablement un relèvement du fond de la mer.

Des niveaux de grès quartziteux, de calcaires siliceux avec au-dessus des calcaires échinodermiques à nombreuses Bélemnites ont été trouvés dans le Lias du synclinal de Chamonix et du Mont Joly par Paréjas [1] entre le Lias calcaire et les schistes aaléniens. Il les attribue au Lias moyen. Je rapproche ces faits de



3, calcaire à entroques ; **5**, schistes noirs contenant un banc de grès quartziteux ; **6**, calcaire à entroques au-dessus desquels sont des schistes à miches du Lias supérieur ; **J**, calcaires et schistes appartenant probablement au Jurassique moyen ; **ec**, conglomérats nummulitiques ; **ef**, Flysch de la Nappe de l'Embrunais. Les traits discontinus représentent les lignes de contact anormal.

mes observations : Le régime néritique du géanticlinal helvétique qui s'était exercé dans la région du massif du Mont Blanc en rapport avec lui, s'est donc poursuivi jusque un peu au Sud de Roselend, au delà duquel il disparaît.

7° *Schistes noirs aaléniens, à miches noires* qui présentent fréquemment au centre des cristaux de pyrite. Ils sont marqués avec l'indice J_{IV} sur la feuille d'Albertville. On sait qu'en réalité ils sont encore liasiques, puisque aaléniens. M. J. Révil a trouvé en effet dans les miches de cette formation située sous le Lias calcaire du Roc Marchand, séparé d'elle par un contact anormal, *Harpoceras* cf. *Murchisonæ*, Sow., *Posidonomya alpina* Alb. Gras. Au-dessus de la

[1]. Ed. Paréjas. *Géologie de la zone de Chamonix*, comprisé entre le Mont Blanc et les Aiguilles Rouges. *Mém. Soc. de Phys. et d'Hist. Nat. de Genève*, vol. 39, fasc. 7, 1922 ; Id. La tectonique du Mont Joly (Haute-Savoie). *Eclogæ geologicæ Helvetiæ*, vol. XIX, n° 2, 1925, p. 420.

bande de Lias calcaire, sous le Roc Marchand, un nodule m'a fourni un fragment de *Phylloceras* qui, de l'avis de M. A. Lanquine, ne permet pas de fournir un renseignement stratigraphique tant cet échantillon est peu déterminable. Au lac de la Thuille au Nord du Roc Marchand, j'ai ramassé un nodule contenant de superbes échantillons de *Posidonomya alpina* Alb. Gras, que, d'ailleurs, j'ai retrouvés à l'Est du Mont des Acrais près du chalet du Couvercle.

On a souvent dit et écrit que les miches correspondent à des concrétions calcaires dans les schistes. Pour ma part, je ne crois pas qu'il en soit toujours ainsi, au moins dans la zone dauphinoise étudiée ici. Très fréquemment j'ai observé que de petits bancs calcaires de même nature que les miches passent latéralement à celles-ci par écrasement. Les miches ont toujours la forme des nodules que l'on trouve dans les mylonites et qui s'effilent latéralement par écrasement. L'hypothèse suivante est dès lors très plausible : les miches résultent de la dislocation tectonique de bancs calcaires intercalés dans les schistes. Les parties les plus résistantes des calcaires, celles qui renfermaient en particulier des concrétions de pyrite ou de silice, sont celles qui de préférence ont donné naissance aux miches.

8° *Oolithique inf.* — Les relevés géologiques m'ont montré qu'au-dessus des schistes aaléniens, repose une puissante série formée de calcaires gris foncé, à patine brune, gréseux, un peu cristallins et alternant avec des schistes noirs. Ils contiennent de nombreuses veines de calcite et de quartz. Cette formation passée inaperçue jusqu'à maintenant, avait été confondue soit avec le Lias calcaire, soit avec le Lias schisteux. La situation de ces couches au-dessus des schistes à miches est celle que l'on observe à l'Est de la Pointe des Fours, à la Crête des Gittes, et au Roc Marchand.

En l'absence de fossiles, seules les considérations tirées des observations tectoniques me permettent de placer ces terrains au-dessus de l'Aalénien. On sait combien la stratigraphie basée uniquement sur la tectonique est fragile ; surtout en un pays comme la zone dauphinoise, où manquent les repères stratigraphiques tel que le Trias qui permet de délimiter avec sûreté les anticlinaux. Celui-ci existe bien, mais sur la bordure occidentale de la zone dauphinoise, contre les massifs cristallins. Or là, la tectonique est si complexe qu'elle voile la stratigraphie et ne permet pas d'utiliser ce repère excellent.

On pourrait confondre ces calcaires bruns alternant avec des schistes noirs, avec certaines couches qui avoisinent le Lias calcaire. Mais ce qui me permet de les séparer du Lias calcaire, c'est que, en certains points, elles sont très épaisses comme à la Crête des Gittes et que nulle part elles ne sont alors associées au Lias calcaire typique. D'autre part, ces couches paraissent bien occuper une position synclinale, puisqu'elles se trouvent très développées sur les hauteurs, les crêtes (crête des Gittes, Roc Marchand, etc.) alors que, dans les régions basses, elles ne sont que très faiblement représentées.

Comme la série est très épaisse, si donc elle est bien supérieure aux schistes à miches, il est raisonnable de l'attribuer à l'Oolithique inférieur.

TECTONIQUE

La tectonique est, elle-même, beaucoup plus compliquée qu'on ne l'avait cru, et assez différente de ce qu'avaient vu les auteurs qui s'en sont occupés avant moi.

La carte au 80.000e représente ce que l'on en connaissait jusqu'à maintenant : Elle montre une bande de Lias calcaire sous la Roche Parstire et formant la couverture normale des schistes cristallins, puis deux bandes anticlinales de Lias calcaire. En réalité la bande orientale au Sud du Vallon de Treicol n'est pas du Lias calcaire; et à l'Ouest, les bandes anticlinales sont, comme je l'indiquerai, plus nombreuses. La carte présente également quatre synclinaux de schistes à miches. Ceux-ci sont plus nombreux et beaucoup plus irréguliers. Ils ne forment jamais d'étroites bandes ainsi que M. J. Révil les a marquées.

Au point de vue tectonique, je considère la zone dauphinoise comme un vaste synclinal pourvu de nombreux replis, surtout sur sa bordure occidentale, où ils sont indiqués par des barres de Lias calcaire. Il est certain que bon nombre d'entre elles ne sont point des anticlinaux normaux mais faillés. Il est d'autre part intéressant de constater que, sauf dans quelques rares cas, quel que soit le prolongement en hauteur de ces barres, jamais elles ne montrent de Trias ; celui-ci est resté en profondeur.

Au Nord de Roselend, est accolé aux schistes cristallins un synclinal triasique,

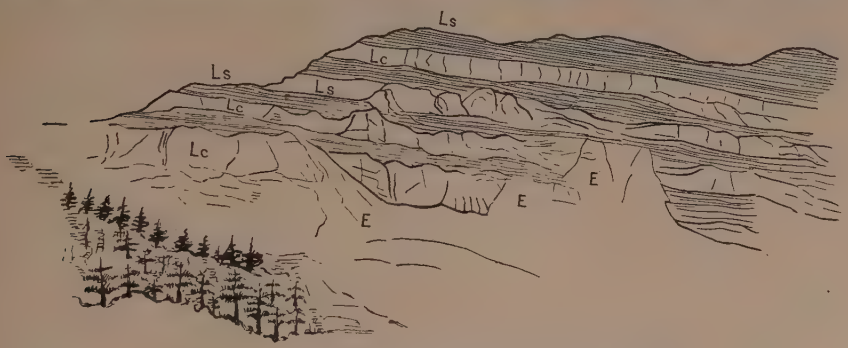


Fig. 2. — Flanc méridional de la Roche Parstire.
Lc, Lias calcaire ; **Ls**, Lias schisteux ; **E**, éboulis.

puis un large anticlinal ouvert jusqu'au Houiller. Le tout est très différent de ce que l'on connaissait. Là contre, butent les nombreux replis de la Crête des Merles et du Rocher du Vent. On peut en compter au moins six. En se dirigeant vers le Sud, les barres calcaires des anticlinaux disparaissent, les unes après les autres, de telle sorte que, sous la Grande Berge, seul le Lias schisteux affleure.

Ces barres calcaires reparaissent à nouveau, au nombre de quatre, à la Roche

Parstire (fig. 2). Là ces plis recouvrent largement le cristallin du Grand Mont et du Méraillet, entre le Torrent de Poncellamont et le Nant de Roselend.

En avant de ces plis de la Roche Parstire, d'autres, de moindre envergure, modèlent le Trias du col du Pré. Et leurs charnières synclinales sont, quelquefois, assez profondes pour que le Lias y soit conservé.

Plus au Sud, les barres calcaires disparaissent une à une de sorte qu'il n'en reste plus qu'une à l'Est du col de la Louze. Celle-ci peut se suivre jusqu'à Naves.

Les synclinaux, intercalés entre ces anticlinaux du bord occidental de la zone dauphinoise, ne comportent généralement que du Lias schisteux ; mais à la Roche Parstire ou au Mont des Acrais, ils peuvent se remplir de schistes à miches. Enfin dans le Vallon de la Grande Maison, l'un de ceux-ci se complète de Jurassique moyen ou Oolithique inférieur.

On voit donc combien ce bord occidental de la zone dauphinoise est plissé, beaucoup plus qu'on ne le pensait. Il est également aisé de se rendre compte combien ces plis sont serrés les uns contre les autres, plis isoclinaux à pendage variable, faible (Roche Parstire) ou élevé, suivant qu'ils recouvrent les schistes cristallins ou qu'ils sont appliqués contre eux.

A l'Est de ces replis de Lias calcaire, s'étend un vaste domaine du Lias schisteux qui s'enfonce sous la nappe de l'Embrunais, jusqu'à une distance inconnue vers l'Est. Ce Lias schisteux présente évidemment plusieurs replis synclinaux comblés de schistes à miches du Lias supérieur et de couches du Jurassique moyen. La tectonique dans ce complexe est très difficile par suite de l'absence presque complète de repères. Un accident remarquable, à l'Est du Rocher du Vent et de la Crête des Merles, est indiqué par un affleurement de Trias compris entre le Lias calcaire et le Lias schisteux. Toute la portion orientale schisteuse a chevauché les replis de Lias calcaire de la portion occidentale.

Comme je l'ai déjà indiqué, les plis de cette région orientale sont très irréguliers. Ce ne sont pas de longues bandes étroites. D'autre part dans ce pays schisteux la bande de Lias calcaire indiquée sur la carte géologique au 80.000e n'existe pas.

Quelles sont les relations de la zone dauphinoise avec la chaîne cristalline ? Elles ont été bien indiquées sur la feuille d'Albertville. Le Lias et les schistes cristallins ont plus ou moins joué entre eux, par suite des différences de résistance en relation avec la nature pétrographique de ces terrains. La chaîne cristalline, rigide, s'est opposée aux masses plus plastiques de la zone dauphinoise. Le Trias adhère généralement au cristallin quoique assez souvent il en soit décollé, ce qui a amené la suppression des quartzites de la base. Les décollements les plus fréquents sont entre le Trias et le Lias. C'est qu'en effet le Lias calcaire ou le Lias schisteux reposent indistinctement sur le Trias.

CHAPITRE II

LES CHAINES CRISTALLINES DE LA ZONE DAUPHINOISE

TERRAINS CRISTALLINS

La chaîne cristalline qui s'étend à l'Ouest de la zone dauphinoise, est constituée par des schistes cristallins de direction hercynienne, c'est-à-dire à peu près nord-sud, avec un pendage très élevé oscillant entre 80° et 90° vers l'Est. Ce sont des quartzites sériciteux, des gneiss à séricite, des schistes sériciteux, plus rarement des phyllades ou des chloritoschistes. Ces deux dernières roches sont abondantes dans le Bois de Boudin, et, en général, entre les deux massifs granitiques du Bersend et de Beaufort. Toutes appartiennent à la zone supérieure de métamorphisme ou épizone de Grubenmann. Elles passent les unes aux autres, de sorte qu'il y a diversité très grande dans le détail et uniformité dans l'ensemble. Il n'est donc guère possible de faire de grosses subdivisions dans ces schistes cristallins. Et. Ritter avait distingué des bandes de XC : schistes cristallins supérieurs à cachet détritique. Elles sont beaucoup plus irrégulières que ne l'indique l'auteur.

A la partie supérieure des terrains métamorphiques en question, des schistes onctueux avoisinent le Houiller. On les trouve par exemple à l'Est de celui du Col de la Bâthie au Ner Char, à la mine d'anthracite d'Arèches, à l'Ouest de celui des ardoisières de Cevins. En ce dernier point ils sont très abondants. Étant donnés leur proximité du Houiller, leur métamorphisme, en apparence nul, on peut se demander s'ils appartiennent vraiment aux terrains cristallophylliens. Cependant il en est bien ainsi. Une observation que j'ai faite au bord de la route des carrières d'ardoises, vers l'alt. 1900 et au-dessus, le prouve. Les schistes qui avoisinent là le Houiller exploité dans les carrières, sont magnifiquement feldspathisés lit par lit.

Une masse de gneiss et de micaschistes appartenant à la mésozone de Grubenmann, s'étend de la tête de Cuvy au Nord, jusqu'aux maisons de Planchamp au Sud, et comprend le Grand Mont, la Pointe de Comborsier, le Sècheron. La cristallinité de ces roches est beaucoup plus grande que celle des précédentes. La

muscovite prend un grand développement. Il y a des gneiss assez massifs de teinte blanche, rarement écrasés, et également de véritables micaschistes à mica blanc, et des gneiss assez feuilletés. Les gneiss prédominent; dans l'ensemble, ces terrains sont plus massifs que l'X et de teinte plus claire.

A côté de cela, affleurent quelques amphibolites et des éclogites, près des lacs de la Tempête ou du Dard, au-dessus du Lac Vert, au Sud de la Pointe de Comborsier, enfin au Nord-Est du signal du Sècheron, derrière les chalets du même nom. Elles paraissent être d'origine sédimentaire.

On observe tous les passages entre le ζ et le X, de sorte que leurs limites sont très approximatives et même fictives, variant suivant les vues des auteurs. J'ai, quelque peu, modifié les contours de ces deux formations. Les abrupts à l'Ouest de la Pointe de Comborsier sont en X. Une branche de ζ descend dans le vallon de la Grande Maison entre les chalets de Tréputine et les maisons de la Fougère. Il est possible que ce cristallin monte jusqu'à la crête située à l'Ouest du Jarbelay où l'on trouve des amphibolites au bord du chemin, sur la crête.

Plusieurs roches éruptives percent le cristallophyllien. Ce sont d'abord les deux masses allongées granitiques de Beaufort et du Bersend, coupées par le Doron de Beaufort.

Le granite est monté à travers les schistes cristallins en y envoyant de nombreuses apophyses avec pegmatites et en feldspathisant les schistes voisins avec développement de grandes muscovites, etc. Les veines venant du culot sont en général parallèles à la schistosité, mais quelquefois sont obliques et coupent alors les schistes comme à l'emporte-pièce. Plus on approche du granite, plus elles deviennent nombreuses, si bien que, tout près du culot, elles se soudent les unes aux autres et que l'on n'observe plus que du granite franc avec quelques schistes conservés. Les masses granitiques sont ainsi entourées d'une auréole.

Les granites à oligoclase abondant, à orthose et à microcline assez rare, sont voisins du granite de Vallorcine tant par leur composition minéralogique que par leur composition chimique et leur aspect extérieur.

Des microgranites enfin, percent les roches cristallophylliennes près du sommet du Grand Mont.

TERRAINS SEDIMENTAIRES

Le *Houiller* recouvre en discordance les schistes cristallins ; ce qui est parfaitement visible aux environs d'Ugines. Ailleurs, dans la chaîne cristalline, les phénomènes dynamiques ont le plus souvent ramené la concordance. Les roches sont les mêmes que celles du Houiller de la zone dauphinoise. On a recueilli des *Pecopteris* près d'Arèches. L'anthracite est exploité dans ce village. Dans le vallon de Bénétant des ardoisières ont été établies dans les schistes.

Le *Trias* est également semblable à celui de la zone dauphinoise avec ici le

fait bien connu et le plus remarquable, la discordance des quartzites, soit avec les schistes cristallins, soit avec le Houiller. Seule, la première discordance est visible dans la région étudiée ici.

Le *Lias*, toujours très comprimé de sorte qu'il est difficile de se rendre compte de sa stratigraphie exacte, est constitué d'une partie inférieure calcaire et d'une partie supérieure schisteuse. Ce sont des calcaires bleus, bruns ou gris; ailleurs ils alternent avec des schistes noirs ou gris argenté. Les fossiles sont assez rares.

Ritter a signalé la présence de schistes lustrés au col de la Bâthie. Je n'ai rien vu de semblable aux véritables schistes lustrés du Piémont. Le Lias du col de la Bâthie présente bien tous les caractères du Lias autochtone dépourvu de métamorphisme.

TECTONIQUE

Les massifs cristallins ont été affectés de plissements d'âges très différents. On ne peut rien affirmer sur l'âge des plus anciens. Ils sont ante-westphalien sup. Voilà le seul fait certain, indiqué par la discordance entre le Carbonifère et les schistes cristallins. Un deuxième mouvement s'est fait sentir entre le Houiller et le Trias, comme le montre la discordance qui existe entre ces deux terrains. Il date du Permien ou tout à fait de la fin du Houiller. C'est ce qui permet d'expliquer l'état si généralement détritique du Permien des Alpes françaises.

Le dernier mouvement sensible dans la chaîne cristalline est le plissement alpin. Je dis le dernier mouvement sensible, car dans les autres unités tectoniques, nappe de l'Embrunais, chaînes subalpines, d'autres mouvements les ont précédés, dont le plus important est celui de la fin du Crétacé et du Tertiaire inférieur. Je ne donnerai ici qu'un aperçu de cette tectonique alpine :

Un large synclinal liasique divise les massifs cristallins en deux grandes masses ; l'une, à l'Ouest, formée surtout de schistes X, ne comprend pas de synclinaux liasiques et ne paraît pas s'être plissée pendant les mouvements alpins. Tout l'effort s'est porté sur l'autre masse, orientale, qui s'est comprimée, d'où la production des nombreux replis qui la modèlent.

Ce synclinal passe à Beaufort. Là il est très étroit, représenté seulement par le Trias. Plus au Sud il se complète de Lias, traverse le col de la Bâthie, de là se dirige jusqu'au Planey, en passant par Bénétant.

Le synclinal est bordé à l'Ouest par une bande triasique. Ce sont tantôt des cargneules (Chazaux, bois de la Frasse, au-dessous de la Clusonnière), tantôt du gypse (Nord du Col de la Bâthie). Les cargneules descendent jusque vers Bénétant. Je les ai retrouvées dans le bois de la Frachettaz, où elles n'avaient pas été indiquées. Les quartzites par contre ne sont visibles qu'au col de la Bâthie où Ritter a montré qu'ils reposaient en discordance angulaire sur les schistes cristallins. Si les quartzites sont si rares, comme du reste dans les autres syncli-

naux, c'est qu'ils ont été probablement complètement laminés par les actions dynamiques.

Le synclinal est bordé à l'Est par une bande de Trias et de Houiller. Le Trias ne débute vraiment qu'au Carroz, près d'Arèches. Au Nord de ce point, il est à peu près partout recouvert d'alluvions.

Le gypse affleure dans le ravin du Carroz. Là il est exploité pour l'usage local par les habitants d'Arèches. Ce gypse très pur, très blanc, est stratifié et alterne parfois avec des bancs de dolomies pouvant se disloquer en petits fragments. Dessous tectoniquement, dessus stratigraphiquement, affleurent des dolomies et des calcaires magnésiens bien lités avec couches de cargneules intercalées. Au-dessus des côtes de Ladray, ce sont surtout des cargneules qui disparaissent définitivement au Sud de Piapolay. Le Trias est chassé d'entre le Houiller et le Lias.

Ce Houiller, non figuré sur la carte au 80.000e, et que j'ai découvert, constitue une longue bande s'étendant de Piapolay à Bénétant en passant un peu à l'Est du Col de la Bâthie. Les affleurements de la Tête des Chappes avaient été reconnus, et indiqués comme rejoignant le Houiller des ardoisières. En réalité ils forment une bande synclinale nettement séparée.

J'ai découvert de nombreux végétaux, mais en général assez mal conservés, près du sentier muletier, entre le Col de la Bâthie et Piapolay.

Le Lias surtout très développé près du Col de la Bâthie, au Nord duquel il est profondément raviné, est à nouveau très comprimé au Sud de Bénétant, ne formant plus qu'une étroite bande. A la Tête des Chappes, on a creusé de profondes galeries pour la recherche d'ardoises. Mais elles ont été faites dans les schistes liasiques de très mauvaise qualité et qui n'ont aucun rapport avec les schistes houillers des ardoisières. Il y a certainement là erreur dûe aux mauvais contours géologiques de l'ancienne feuille au 80.000e.

Le synclinal liasique est au moins dédoublé à l'Ouest d'Arèches ainsi que les affleurements triasiques du Planey et celui de la Frasse le témoignent. Il est donc assez largement ouvert au moins de Beaufort à Bénétant.

Il n'en est pas de même des synclinaux du massif du Grand Mont. Ceux-ci très étroits témoignent d'un resserrement intense. Ils comprennent non seulement du Houiller et du Trias mais également du Lias. Je les mentionnerai en allant de l'Ouest à l'Est.

Le premier, le *synclinal de la mine de charbon d'Arèches*, débute dans le Bois de Boudin, passe à l'Est d'Arèches où le Houiller est exploité. Il est entouré des schistes onctueux, gris ou verdâtres dont il a été précédemment question. Le synclinal se poursuit au Sud de l'Argentine par le ravin de Combettes, passe au N.W. de la Légette du Grand Mont, sur la Crête du Col de la Bâthie, au Sud du petit col coté 2.174 mètres, et de là jusqu'aux ardoisières de la Bâthie et de Cevins. Il renferme une longue bande triasique depuis la mine de charbon d'Arèches, jusqu'à l'Argentine. Au Sud de ce torrent, il s'ouvre même jusqu'au Lias ou jusqu'au Trias visible dans les ardoisières de Cevins. Ce Trias et ce Lias étaient inconnus là.

Un second synclinal houiller que l'on peut suivre sur une très grande longueur, débute dans le vallon du Bois au-dessus des chalets de Charnais. Peut-être se raccorde-t-il au large synclinal de la mine d'Arèches. Je l'ai suivi dans le vallon à l'Est de la Légette du Grand Mont, où il est accompagné de cargneules. Des quartzites affleurent près de la crête Grand Mont-col de la Bâthie, au Sud de laquelle le Trias disparaît. Mais le Houiller peut se suivre jusqu'à la Tournette. Et je le raccorde avec celui de Pussy et de Feissons-sous-Briançon.

Le troisième synclinal apparaît sur la feuille de Bourg-Saint-Maurice dans le vallon du Sellestet, avec du Trias, du Lias. Il se poursuit jusqu'au col du Pré, où il comprend une mince bande de Houiller, des quartzites très laminés, des cargneules avec gypse et du Lias. J'ai pu le prolonger, dans le ravin de Platou, puis un peu à l'Ouest du Cuvy où il comporte du Lias non indiqué sur le 80.000e, enfin dans le vallon de Fornet jusqu'à la crête occidentale du Grand Mont. Au Sud de l'Argentine, il comprend des calcaires, dolomies, gypses et cargneules avec parfois un peu de quartzites pincés au contact du cristallin.

Au N.W. du Grand Mont, il est relayé par un synclinal triasique que j'ai pu suivre jusqu'à la Pointe de Comborsier et qui se termine là par un affleurement de Lias.

Sur les pentes occidentales du Grand Mont, j'ai découvert un synclinal de Lias, formé de calcaires gris, de calcaires noirs, alternant avec des schistes noirs. Ces couches ressemblent beaucoup à celles du Lias inférieur. J'ai trouvé là des *Belemnites*, des *Pectens*, des *Pentacrines*, des fragments de *Brachiopodes*, des *Chondrites*.

Cet exposé montre combien, dans cette partie du massif cristallin, les synclinaux sont nombreux.

Quant au massif du Grand Mont, il est recouvert d'un large lambeau de Trias reposant en discordance angulaire, très nette sur les schistes cristallins. Les couches triasiques plongent vers le Sud Est et semblent pincées à l'Est, sous le cristallin du Grand Rognioux. Elles comprennent à la base, des grès, mais seulement à l'Ouest, puis des bancs de calcaires gris, des dolomies brun capucin, des cargneules. Ce Trias est réparti en trois affleurements, l'un à l'Ouest du Grand Rognioux, un autre à la Tête Rouge, et le dernier au sommet du Grand Mont. Le Trias est indubitablement l'homologue de celui qui recouvre le cristallin, sous la roche Parstire.

En résumé, donc, l'ensemble de la chaîne cristalline se compose de l'Est à l'Ouest :

1° du Massif du Grand Mont : schistes cristallins X de l'épizone ouverts jusqu'à ceux, ζ de la mésozone (micaschistes, gneiss). C'est un massif résistant qui s'est mal prêté aux phénomènes tectoniques, comme le montre la couverture sédimentaire peu plissée avec le cristallin, soit au Grand Mont, soit sous la Roche Parstire;

2° d'une région surtout formée de schistes cristallins X. Ceux-ci moins résistants que le massif gneissique du Grand Mont se sont violemment plissés, don-

nant naissance à de nombreux synclinaux étroits. Au Nord de cette région deux culots granitiques ont rendu cette partie beaucoup plus rigide. C'est ce qu'indiquent d'abord la plus grande largeur de la zone à la hauteur de Beaufort, ensuite la brusque déviation vers l'Ouest du synclinal carbonifère de la mine d'Arèches, au Nord de ce village. L'écartement résultant de cette déviation permet de mesurer approximativement la réduction des terrains entre le synclinal de la mine d'Arèches et celui du col du Pré. Elle est égale à plus de la moitié.

Si les masses granitiques et les schistes cristallins solidifiés par le granite ont pu résister à peu près complètement aux actions dynamiques, il n'en est pas de même des schistes cristallins compris entre les deux culots granitiques de Beaufort et du Bersend. Ils ont subi toute la compression, ce qui explique que là il y ait écrasement intense;

3° du synclinal du col de la Bâthie. Celui-ci est une affaire importante dans la tectonique de la région. Il marque des lieux de moindre résistance, qui ont cédé à la poussée alpine. Il sépare la région occidentale qui n'a subi que des contre-coups, d'une région orientale sur laquelle s'est exercée toute la poussée des Pennides ;

4° d'une région occidentale de schistes X, préservée des plissements alpins. Elle ne s'est que fort peu plissée. La couverture sédimentaire, conservée au Nord de la région étudiée, est tranquille, n'a pas été repliée avec le substratum. C'est un bloc solide qui a préservé toutes les chaînes subalpines de la plus grande partie de l'effort des Pennides.

A l'Est de ce bloc, la matière même des sédiments a absorbé une quantité considérable de l'énergie alpine ainsi que l'indiquent les déplacements microscopiques, qui s'observent en règle générale à l'intérieur des roches.

A l'Ouest au contraire, ceux-ci sont absents. Il n'y a que de larges décollements, des plis de couverture.

CHAPITRE III

LA CHAINE DES ARAVIS

A l'Ouest de la chaîne cristalline de Beaufort, au visage sévère et sombre, aux forêts abondantes, se dresse la Crête des Aravis, plus riante, dont elle est séparée par la dépression de l'Arly. La chaîne de Beaufort, comme nous l'avons vu, essentiellement constituée par des terrains cristallins dans lesquels sont pincés des synclinaux triasiques et liasiques, est, en outre, recouverte par les immenses replis horizontaux du Mont Joly.

Au pied de la chaîne des Aravis, la dépression de l'Arly est occupée par les dépôts du Lias et du Jurassique moyen. Quant à la chaîne elle-même, aux pentes orientales abruptes, elle est constituée par le restant du Jurassique, le Crétacé et le Nummulitique. On considère que toute cette région est formée par les parties stratigraphiquement élevées des plis du Mont Joly. Elle aurait donc subi un assez grand transport. Son origine serait dans les massifs de la montagne d'Outray et du Grand Mont. L'érosion, correspondant à la dépression de l'Arly, a séparé de leurs racines tous ces terrains de la chaîne des Aravis.

Un certain nombre de têtes anticlinales sont ainsi séparées du corps des plis et se trouvent à l'Ouest de l'Arly. Depuis que Parejas [1] a montré que la stratigraphie du Lias, au Mont Joly, se complique aux dépens de la tectonique, il faut peut-être, on le sait, simplifier le détail des plis couchés du Mont Joly. De nouvelles recherches sont certainement nécessaires. Elles nous permettront de nous assurer d'une tectonique plus exacte. Entre autre on ne sait pas encore quelle est la limite entre la couverture sédimentaire en place du massif cristallin et ce qui s'est replié par dessus. Il n'est d'ailleurs pas nécessaire que ce soit une ligne de contact anormal. Nous ne savons encore ni quel est le soubassement de la chaîne des Aravis, ni de quelle manière repose toute la masse. Il est donc pour le moment impossible d'en donner un dessin.

Les terrains qui composent la chaîne des Aravis et son soubassement, sont, je le rappelle :

1° Le *Houiller*. — Terrains détritiques, arkoses micacées, psammites plus ou

[1] *Loc. cit.*

moins grossiers, schistes noirs. Mais les roches les plus caractéristiques sont les conglomérats, à éléments souvent de grande taille et essentiellement formés de schistes cristallins de l'épizone, en particulier, et arrachés au massif de Beaufort : phyllades, séricitoschistes, quartzites sériciteux, etc. Le ciment est soit gréseux et feldspathique, soit formé de débris de schistes. On sait que ce Houillier repose en discordance stratigraphique sur le terrain cristallin ; j'ai pu m'en assurer en maints endroits.

2° Le *Permien*. — Peu net, très douteux. N'étant pas fossilifère, rien ne permet d'affirmer son existence. On pourrait tout aussi bien le faire entrer dans le Trias. Ritter lui attribue des schistes rouges, avec grès micacés de même couleur.

3° Le *Trias*, on le sait, très réduit, est formé à la base de quartzites et d'arkoses à galets de quartz rose et, au sommet, de dolomies, et de cargneules, etc.

4° Le *Lias*. — La stratigraphie du Lias a certainement besoin d'être revue. On peut distinguer deux *types pétrographiques* : un *Lias calcaire*, formé d'un calcaire gris bleu, foncé, contenant quelquefois des bélemnites, ou de calcaire gris clair, à grain fin, parfois un peu spathique, et un *Lias schisteux*, composé de schistes d'un gris bleu, ou noirs, feuilletés, plus ou moins chargés de calcaire, ou de schistes gris argenté, ne faisant pas effervescence aux acides. Les schistes de la partie supérieure du Lias contiennent des miches.

5° Le *Bajocien* et le *Bathonien*. — Des calcaires gris ou noirs, plus ou moins marneux, facilement altérables, à patine le plus souvent brune. Ils forment des bancs alternant avec des marnes ou des schistes marneux. Hollande a signalé aux chalets de Cœur, près de Sallanche, *Parkinsonia Parkinsoni* Sow. et *Stepheoceras Humphriesanum* d'Orb.

6° Le *Callovien* et l'*Oxfordien* représentés par une épaisse série d'argile schisteuse, de couches marneuses et de calcaires marneux à *Posydonomies* et *Ammonites*.

7° Le *Malm*. — A la base, calcaires gris ou bleus, bien stratifiés, alternant régulièrement avec de minces lits marneux ; au sommet sans calcaires en gros bancs sans délits marneux, avec parfois des pseudobrèches.

On y trouve quelques ammonites, en particulier des *Aspidoceras*, des *Perisphinctes*, malheureusement spécifiquement indéterminables.

8° Le *Valanginien*. — A la base les couches de Berrias sont formées de calcaires gris noir ou bleuâtre plus ou moins argileux, alternant avec des bancs marneux. Il y a : *Phylloceras semisulcatum* d'Orb., *Hoplites (Thurmania) Boissieri* Pictet, *Hoplites sp.*, *Lytoceras sp.* On voit au microscope des *Calpionella alpina* Lorenz et quelques radiolaires.

La partie supérieure du Valanginien est marneuse, à *Lissoceras Grasianim* d'Orb., *Phylloceras semisulcatum* d'Orb., *Kilianella Roubaudiana* d'Orb.

9° L'*Hauterivien*. — Ce sont des calcaires noirs, assez marneux, à patine brunâtre, ou jaunâtre, ou grise. Bien lités, ils alternent assez régulièrement avec de petites couches marneuses, brunes, d'épaisseur un peu plus faible. Je n'y ai pas trouvé de fossiles.

10° L'*Urgonien*. — Il constitue une grande paroi de calcaires organogènes, calcaires gris blanc, oolithiques, à grain plus ou moins gros, à foraminifères ; de calcaires fins, gris clair, scintillant, etc.

11° Le *Gault*. — Presque exclusivement albien, il forme un léger replat au-dessus de la falaise urgonienne. Ce sont des grès verts, des calcaires gréseux gris, noirs, des schistes noirs. Il y a des ammonites, des gastéropodes, etc. Je mentionne *Tetragonites Timotheanum* Mayor in Pictet et Roux, *Hoplites* sp. et *Terebratula Dutempleana* d'Orb. que j'ai receuillies.

12° Le *Sénonien*. — Calcaires gris, compacts, marneux, plus ou moins schisteux, contenant de nombreux prismes d'*inocerames*. J'y ai observé au micros. cope *Lagena* cf. *ovalis* Kaufm., *L. Orbunilaria* J. de Lapparent, *Rotalia* sp *Textularia conulus* Kaufm., *Nonionina globulosa* Kaufm., *Rosalina Linnei* d'Orb. *Discorbina*. A Faverges au contraire, ce sont des calcaires noirs fétides.

13° Le *Nummulitique*. — Nous devons des renseignements intéressants à M. Moret [1]. Cet auteur signale au Mont Charvin :

« 1° Calcaires noirs, alternant avec des bancs schisteux recouverts de tubes aplatis de *Jereminella*. Cette formation se poursuit jusqu'au sommet du Charvin (Sénonien).

2° Conglomérat de base du Nummulitique, transformé en certains points, par décollement, en une épaisse brèche de friction.

3° Calcaire à *Lithothamnium*, grandes Orthopragmines et Nummulites (*N. aturicus*, *N. complanatus*).

4° Petit banc de grès à ciment calcaire renfermant de très grandes Nummulites, des Orthophragmines, des Lithothamnies (Cet ensemble 2-4 est Lutétien).

5° Calcaire à *Lithothamnium*, petites Orthophragmines et Nummulites priaboniennes.

6° Schistes bleuâtres à Globigerinidés.

7° Grès schisteux et micacés à traces végétales charbonneuses.

8° Quelques bancs de grès du type Taveyannaz ».

L'on ne retrouve pas toujours cet ensemble. Généralement le Nummulitique n'est formé que de marnes brunes bien feuilletées, un peu micacées et contenant quelques gros bancs de grès tendre. Les suppressions de couches sont l'œuvre de la tectonique.

[1] L. Moret : Sur le contact du groupe exotique de Sulens, avec le substratum autochtone du Synclinal de Serraval (Haute-Savoie). *Annales de l'Université de Grenoble*, t. IV, n° 3 (nouv. série), pp. 352-360, 2 fig., 2 pl.

CHAPITRE IV

LA NAPPE INFÉRIEURE DES LAMBEAUX DE RECOUVREMENT DE SULENS

A la série des couches de la chaîne des Aravis, rapportée à la Nappe de Morcles, se superpose une nappe inférieure comprenant une série bathyale continue allant de l'Oxfordien à l'Hauterivien, sur laquelle s'étend le Nummulitique. Ces terrains, en particulier ceux du Jurassique ne diffèrent que fort peu de la série autochtone. Il en est de même pour la nappe moyenne. J'aurais donc pu réunir les courtes descriptions concernant la stratigraphie et éviter, ainsi, quelques répétitions ennuyeuses. Mais il m'a paru préférable, pour plus de clarté, de traiter chacune de ces nappes séparément.

D'après É. Haug, « Les faciès (de ces terrains) sont identiques à ceux qui caractérisent la nappe du mont Bonvin et la nappe dite des Préalpes externes ou du Néocomien à Céphalopodes ».

Cette nappe inférieure a été étudiée par É. Haug, M. Lugeon, puis par L. Moret. Je l'ai moi-même parcourue et en ai fait les relevés géologiques.

Parmi les terrains connus, les plus anciens sont l'*Oxfordien* et le *Callovien*, formés d'argiles schisteuses noires, d'argiles marneuses, à *Posidonomya alpina* Alb. Gras et au-dessus de calcaires plus ou moins marneux, de calcschistes noirs à *Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb.

Le *Malm* est constitué par des calcaires gris, à grain très fin ; ils présentent, à la base, des lits marneux, très réguliers. Le sommet est compact. On doit à Hollande maints détails sur cette formation. Il semble que les calcaires du Malm aient une microfaune de radiolaires sans *Calpionella*, alors qu'au contraire dans les calcaires du Tithonique à côté des radiolaires, les *Calpionella alpina* Lorenz sont très nombreuses.

Les couches de *Berrias* bien développées, comprennent des calcaires fins un peu argileux, gris foncé, ou d'un gris terne, ou jaunâtre, en bancs épais de 20 à 40 cm. alternant avec des schistes gris noirs, en bancs de même épais-

seur. Les couches supérieures de l'*Hauterivien* sont des marnes brunâtres à petits lits ou rognons calcaires.

Du *Sénonien* observé par L. Moret à Cons, doit, peut-être, être rapporté à la nappe inférieure.

A la base du *Nummulitique*, on trouve des brèches à petites nummulites et orthophragmines : *Nummulites striatus* Brug, *Discocyclina nummulitica* Gumbel, *Lithothamnium*, brèches déjà signalées dans la légende de la feuille d'Albertville. Les éléments en sont tous calcaires. A côté il y a des calcaires noirs fétides.

Le long de la route de Serraval à Saint-Ferréol, ces brèches sont associées à des schistes à globigérines et surtout à des grès fins qui rappellent de tous points ceux des Voirons [1]. Mais elles n'occupent probablement pas l'extrême base du Nummulitique, qui a dû disparaître à la suite du décollement du Tertiaire de son substratum.

Elles sont intercalées dans le Flysch qui est une épaisse série de couches marneuses micacées, brunes, à lits de calcaires gréseux grossiers, de grès gris ou bruns, plus ou moins micacés. Ce qu'il y a de remarquable dans cette série, comme l'a montré L. Moret, c'est la présence de ces brèches qui n'existent pas dans l'autochtone.

La partie inférieure de la nappe est assez fortement plissée, comme on peut s'en rendre compte par les charnières très visibles dans le Jurassique moyen et supérieur, au Col de Fer, au-dessus de Bavay, de Verthermezay à l'Est de Saint-Ferréol, au Roc de Nambellet. D'autre part, le Nummulitique est très souvent très visiblement décollé de son substratum ; il y a alors de grosses mylonites. C'est ce que l'on peut voir sur le chemin de Marlens, à la côte de Marlens, à l'Ouest des Brassoudes, à l'Est de Savioz, à l'Est du Rosset, où l'Hauterivien inf. (couches de Berrias) est plus ou moins écrasé.

A la base de cette nappe inférieure existe tout un régime d'écailles, surtout bien développées sur le bord oriental, très nettement dessinées sur la feuille d'Albertville. L. Moret a montré leur signification. Les terrains jurassiques et crétacés qui en constituent l'ossature ne sont pas des écailles non pas enfoncées dans un Flysch autochtone mais appartenant à la nappe et pourvues de leur Flysch. Il y en a également à l'Est, dans le ravin de Bavay ; mais là ce sont en partie des lambeaux de poussée arrachés au substratum.

[1] L. Moret. Sur le contact du groupe exotique de Sulens (*loc. cit.*).

CHAPITRE V

LA NAPPE MOYENNE DES LAMBEAUX DE RECOUVREMENT DE SULENS

La nappe moyenne est conservée dans le pli synclinal de la nappe inférieure. Toutes deux sont donc emboîtées l'une dans l'autre. La nappe moyenne est formée, d'abord, de terrains allant du Jurassique moyen au Tithonique, puis de Tertiaire, comprenant, à sa base, le fameux conglomérat du Bouchet. Au-dessus repose une lame crétacée que les auteurs rapportent encore à la nappe moyenne.

STRATIGRAPHIE

Le *Bajocien* ou le *Bathonien* sont connus à la Perrière, sous forme de marno-calcaires à Cancellophycus.

Le *Callovien* et l'*Oxfordien* déjà observés par Hollande mais dont les affleurements ont été omis sur la feuille d'Albertville, comprennent, comme dans la nappe inférieure, des schistes, des marnes noires avec des bancs de calcaires marneux. Ces roches sont presque toujours légèrement micacées. Hollande [1] y a signalé : *Cardioceras cordatum* Sow, et *Perisphinctes plicatilis* Sow.

Dans un gisement situé à l'E. S. E. de Serraval, j'ai pu y ramasser [2] de nombreux *Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb., un *Phylloceras plicatum* Neum., un *Perisphinctes* sp., une *Oppelia* sp. et une grosse bélemnite canaliculée indéterminable parce que incomplète.

Le *Malm* dont le Tithonique est difficile à isoler, comprend des calcaires, à grain fin, sublithographiques, gris blanc, contenant très fréquemment des zones siliceuses. Il est très riche en organismes microscopiques : spicules de spongiaires très nombreux, radiolaires abondants surtout dans le Lusitanien. Je n'ai

[1] Hollande (D.). — Etude stratigraphique des montagnes jurassiques de Sulens et des Almes, situées au milieu des Alpes calcaires de la Haute-Savoie. *B. S. G. F.* (3), t. XVII, pp. 690-718. 1889.

[2] Schœller. Observations sur la colline du Bouchet, *ibid.* (4), t. XXV, p. 231.

pu trouver comme fossiles macroscopiques que quelques débris d'ammonites peu reconnaissables et des Aptychus. D'après Hollande, les calcaires de la base renferment : *Ammonites Polyplocus*, *A. tenuilobatus*, *A. compsus*.

Le *Nummulitique* débute par un poudingue lutétien à gros éléments : c'est le conglomérat du Bouchet. Le ciment est, suivant les cas, un calcaire très gréseux ou un grès calcaire toujours grossier, contenant de nombreuses Nummulites. A. Favre a signalé : *N. Biarritziana* d'Arch. et H. et *N. atacicus* Leyme. dans des bancs calcaires alternant avec le poudingue. J'ai pu y déterminer : *N. Brongniarti* d'Arch. et H., *N. Striatus* Brug. et *N. incrassatus* de la Harpe ou *globulus*. Ces fossiles proviennent des éboulis.

Les galets du conglomérat du Bouchet sont toujours bien arrondis, et de toute taille, depuis quelques millimètres jusqu'à plusieurs décimètres de diamètre. Ils sont également plus ou moins serrés les uns contre les autres : tantôt ils se touchent, tantôt ils sont noyés dans un abondant ciment. Parmi ces galets il y a des calcaires d'un gris jaunâtre ou d'un gris brun et à patine grise. A grain fin, un peu argileux, ils présentent au microscope de nombreux radiolaires, non accompagnés de calpionelles, avec parfois des spicules de spongiaires ; *c'est du Lusitanien*. Des roches grises, très fines, sublithographiques, renferment une très grande quantité de *Calpionella alpina* Lorenz identiques à celles figurées par l'auteur [1]. Les radiolaires y sont encore nombreux mais moins abondants que les calpionelles. Ce sont des galets de *Tithonique*. D'autres calcaires par leur aspect peuvent être rapprochés de ceux du *Berriasien*, d'autres enfin de l'*Hauterivien*. S'il est difficile de rapporter ces derniers à un étage déterminé, il n'en est pas de même d'un certain nombre d'échantillons, indubitablement *urgoniens*. Ce sont des calcaires gris à pâte assez fine, mais très légèrement grenue. La surface extérieure, altérée, est d'un gris plus clair et poussiéreux. Ils contiennent de très abondants microorganismes visibles à l'œil nu. Au microscope on y reconnaît de très nombreux foraminifères : *Quinqueloculina*, *Triloculina*, *Biloculina*, *Textularia*, *Orbitolina* cf. *conulus* Douvillé, des restes de bryozoaires, dont de superbes cyclostomes, des débris d'échinides, puis de nombreuses *Diplopora Muhlbergii* Lorenz, et en outre de nombreux oncoïdes. Je rappelle que des calcaires urgoniens ont d'ailleurs été trouvés dans la brèche de Chatillon par Maillard [2]. Je n'ai pas observé, dans le conglomérat du Bouchet, de galets de Crétacé supérieur.

Les roches éruptives et cristallophylliennes sont très abondantes. Ce sont en particulier des granites, qui comprennent deux principales variétés :

L'une est un *granite à biotite*. — Roche de teinte claire présentant à l'œil nu des micas noirs assez petits, peu nombreux, et dispersés ; des feldspaths non porphyroïdes, du quartz qui quoiqu'encore xénomorphe a tendance à se rétracter. Le quartz et les feldspaths prédominent.

[1] T. Lorenz. Geologische Studien um Grenzgebiete zwischen helvetischer und ostalpiner Facies. *Berichten derNatur f. Gesell. z. Freiburg in B.* Pl. IX, fig. 1, 1901.

[2] Maillard. *B. S. C. G. F.*, n° 6, p. 30.

Examen microscopique : la *biotite*, parsemée, se chloritisant un peu, renferme des *zircons*, avec auréoles polychroïques et dans certaines plages du rutile et de l'apatite, disposés suivant le réseau cristallin. L'*orthose* est un peu moins abondante que les plagioclases qu'elle englobe quelquefois. Il y a un peu de *microcline*. Les *plagioclases* très riches en soude (les extinctions symétriques des mâcles de l'albite par rapport à g_1, dans la zone perpendiculaire à g_1, ne dépassent pas 32°) peuvent être rapportés à un *oligoclase-albite* ainsi que l'indique l'indice de réfraction donné par la méthode de Becqué. Ils sont souvent albitisés et séricitisés. Le *quartz* xénomorphe occupe les intervalles de tous les cristaux précédents. Il a tendance à se rétracter.

La roche est à grain moyen, n'est pas porphyroïde, et ne montre pas d'écrasement très accusé. Celui-ci est simplement superficiel beaucoup moins intime que dans la protogine. Les micas seuls sont quelquefois très légèrement tordus. Les feldspaths sont très peu souvent touchés. Les quartz, rarement fendillés, ne présentent presque pas d'extinctions roulantes et n'ont jamais une structure en mortier comme dans la protogine.

Granite à biotite et à plus gros éléments. — C'est un granite de teinte beaucoup plus claire que dans la roche précédente et à biotites moins abondantes. Par contre il peut devenir verdâtre par suite de l'altération avancée des feldspaths. Ce qui le différencie surtout du précédent, c'est que les feldspaths peuvent obtenir de grandes dimensions.

Au microscope on reconnaît la *biotite*, quelquefois en lamelles hexagonales ayant tendance à se grouper. Celle-ci est atteinte d'un début de chloritisation. L'*orthose* est très abondante. Elle prédomine et englobe d'autres feldspaths qui sont des *oligoclases-albites* dont l'angle d'extinction maximum dans la zone perpendiculaire à g_1, entre deux lamelles hémitropes, est de 30°. Certains feldspaths sont en voie de séricitisation et d'albitisation ; d'autres paraissent plus frais, mais en réalité parce qu'ils sont albitisés. Le *quartz* xénomorphe, a un peu tendance à se rétracter. Comme minéraux accessoires notons l'*apatite* et comme minéraux secondaires, la *limonite*, la *calcite*, la *séricite* et la *chlorite*.

Ce granite, un peu porphyroïde, ne présente qu'un écrasement à peu près nul se limitant à une brisure des quartz qui montrent quelques extinctions roulantes. Ni les micas ni les feldspaths ne sont ployés ou tordus.

Les granites du conglomérat du Bouchet ressemblent beaucoup plus au granite de la région de Beaufort qu'à la protogine. Cependant certains ne sont pas sans rappeler cette dernière dont il manque toutefois l'écrasement si caractéristique. Il est difficile de faire des comparaisons sans analyses chimiques. Mais s'il était prouvé que certains de ces granites, non écrasés, du conglomérat du Bouchet, doivent être rapprochés de la protogine, cela montrerait que celle-ci a acquis presque tous ses caractères mylonitiques, après le Nummulitique, lors des mouvements alpins.

Microgranite. — Il y a en abondance des galets, toujours bien arrondis, de microgranites. C'est une roche compacte, d'un gris vert clair, à pâte très fine,

dans laquelle on voit à l'œil nu surtout les feldspaths et les biotites chloritisées. Les quartz y sont plus rares.

Le microscope montre, au *premier temps*, du *quartz* assez rare et à contours plutôt aigus, puis des feldspaths bien plus nombreux, ayant tendance à se grouper et souvent corrodés par la masse du second temps ; de l'*orthose* maclée suivant la loi de Carlsbad ; de plus, des plagioclases à extinction symétrique maximum de 11° par rapport à g_1, dans la zone qui lui est perpendiculaire (c'est un oligoclase) ; de la *biotite* entièrement chloritisée et renfermant des aiguilles de *rutile*, disposées suivant le réseau cristallin du mica. Au *second temps* on voit du *quartz* très abondant, se disposant quelquefois en sphérolithes, et des *feldspaths microlithiques*, également *oligoclases* à 12° d'extinction. Il n'y a pas de reste vitreux. A noter comme produits accessoires, l'*apatite* et comme produits secondaires, l'*albite*, la *séricite*, la *calcite*.

La roche ne présente absolument aucune trace d'écrasement.

A côté de ces roches éruptives on trouve de nombreuses roches métamorphiques. Ce sont surtout des *gneiss*, *des micaschistes* plus rares, des *leptynites* etc., et d'abondants galets de quartz. Parmi les gneiss examinés au microscope je citerai celui-ci : *gneiss à grain fin*, bien zoné, à biotite, à oligoclase albitisé, à quartz généralement bien arrondi, à structure entièrement cristalloblastique ; c'est un gneiss du type le plus banal, sans caractère.

Le conglomérat du Bouchet détermine, à peu près partout autour du massif, une paroi abrupte au-dessus de laquelle les terrains présentent une morphologie beaucoup plus douce, due à la présence du Flysch mieux lité. A la base de celui-ci, des bancs de calcaire gréseux et des bancs de brèches alternent avec des schistes. Près du conglomérat les bancs gréseux prédominent. Lorsque l'on remonte la série stratigraphique, les schistes prennent au contraire de plus en plus de prépondérance, en même temps que les bancs de calcaires gréseux diminuent d'épaisseur et que les éléments des brèches deviennent plus petits. A la base de ces calcaires gréseux, à l'extrémité tout à fait méridionale en forme de croupe, du massif nummulitique du Bouchet, j'ai trouvé dans des marnes une faune qui permet de dater les assises situées au-dessus de ces brèches. Ce sont :

Discocyclina nummulitica Gumbel, *D. Scalaris* Shlumb, *Nummulites increassatus* De la Harpe ; *N. striatus* Brug., *Operculina sp.*, *Mytilus sp.*, *Cardium Rouyanum* d'Orb., *Dentalium sp.*, *Diastoma costellatum mut. elongatum* Brong., *Cerithium plicatum mut. alpinum* Tournouer, *Solarium aff. alpinum* Boussac, *Clavella Noae*, Chemnitz. C'est du Priabonien.

Regardés au microscope, ces calcaires gréseux du Flysch révèlent de nombreux grains de quartz anguleux ou arrondis, plusieurs lamelles de muscovite ou de biotite, quelques feldspaths. Tous ces éléments sont nettement détritiques. On y trouve également des traces organiques. Le tout baigne dans de la calcite légèrement cristallisée.

Plus haut, les marnes brunes et les argiles, toujours plus ou moins micacées, prennent de plus en plus d'importance et finissent par prédominer au sommet.

On n'a plus alors que des marnes micacées, contenant des grès, le tout semblable à ce que l'on trouve dans l'autochtone. Ces couches priaboniennes diffèrent énormément de celles de la Tarentaise où n'existent pas pareille abondance de roches argileuses. En Tarentaise, les couches sont beaucoup plus calcaires et gréseuses. Le Flysch rappelle donc beaucoup plus celui de l'autochtone que celui de la nappe de l'Embrunais.

Tous ces terrains, sauf le Dogger, représentent ceux de l'écaille du Bouchet, sur laquelle repose une autre lame qui débute par du Sénonien. Cette écaille, supérieure doit probablement être également rangée dans la nappe moyenne. Ce Sénonien est composé de calcaires gris blanc, compacts, assez fins ; est très écrasé à sa base et d'autant plus que l'on se rapproche du Flysch du Bouchet. Il contient de nombreux foraminifères : *Textularia conulus* Kauffm, *Lagena sp.*, *Lagena ovalis* Kauffm, *Globigerina sp.*, *Rosalina Linnei* d'Orb., *spicules d'éponges*. Par place vers Sulens, les calcaires alternent avec des bancs gréseux.

TECTONIQUE

En faisant le tour du massif du Bouchet, par exemple en suivant la route du Bouchet à Serraval, ou en prenant le chemin qui va de Serraval à la Combaz, on reste continuellement sur le Flysch qui appartient à la nappe inférieure. C'est la couverture, en place, de cette nappe, mais décollée de son substratum. Quels que soient les points d'observations, on voit les couches plonger sous le massif du Bouchet. Ce qui était d'ailleurs à prévoir puisque l'ensemble de la nappe inférieure affecte la forme synclinale. Ce Flysch monte assez haut, à une altitude variant de 900 mètres à 1.080 mètres suivant les points, alors que le sommet du Bois du Bouchet est à 1.300 mètres et le ruisseau de Serraval à 680 mètres.

Au-dessus de ce Flysch on trouve, à la partie méridionale, une falaise de Jurassique supérieur dominant le Villard Elle se poursuit au Nord de chaque côté du massif. A l'Est elle s'étend jusqu'au N.N.W. du Bouchet sans atteindre les maisons de Cerny, semble-t-il ; se prolonge à l'Ouest, jusqu'à l'Est de la Combaz et se termine là. En effet un peu plus au Nord, près du ruisseau de la Combaz, on ne trouverait pas de place pour loger ce Jurassique entre les couches supérieures et le Flysch sous-jacent. D'ailleurs s'il existait, il ne manquerait pas de faire un ressaut dans la topographie. Très puissante au Sud, en face de Villard, la masse de Jurassique supérieur va en s'effilant graduellement vers le Nord, s'enfonçant comme un coin sous les couches supérieures.

Au Nord de Villard, le massif de Jurassique est séparé en deux masses superposées par les schistes et calcaires calloviens et oxfordiens qui forment, là, un replat couvert d'éboulis de Jurassique supérieur. Un peu plus au Nord, sur le flanc occidental du bois du Bouchet, ces couches momentanément cachées par des éboulis réapparaissent ; c'est de là que proviennent les fossiles que j'ai récoltés. Le Nummulitique recouvre tous ces terrains. C'est lui qui forme la

masse principale de la nappe moyenne. Comme tous les autres terrains, il affecte généralement la même forme synclinale, avec le même pendage.

C'est la base du complexe nummulitique qui est la partie la plus intéressante. D'abord les conglomérats, en face du Bouchet, sont ployés en un synclinal dont la charnière a été coupée en biseau par le plan de chevauchement de base de la nappe moyenne. Ensuite, les conglomérats manquent en plusieurs points, par exemple dans le ravin qui descend au village du Bouchet même, au Sud du massif du Bouchet. Cette suppression est du ressort non de la stratigraphie, mais bien de la tectonique. Le Nummulitique s'est décollé de son substratum, tout comme dans la nappe inférieure. Le conglomérat, formant un ensemble massif, a eu tendance à jouer un rôle tectonique pour sa propre part, même par rapport au Flysch qui le surmonte. Je rappelle que ces décollements du Nummulitique ont été fréquemment signalés dans la nappe de l'Embrunais.

Le Jurassique, le Nummulitique de la nappe moyenne du Bouchet, comme le Nummulitique de la nappe inférieure, ont un pendage de 40 à 50°. Toutefois le Jurassique, au-dessus du Villard, est horizontal.

J'ai pu observer, en quelques points, le contact de la nappe moyenne, en particulier du Jurassique supérieur, avec le Nummulitique de la nappe inférieure ; par exemple dans le ravin qui descend des flancs du bois du Bouchet et aboutit au village même du Bouchet ; c'est une zone de broyage. On y trouve, en particulier, une roche schisteuse noire que l'on peut très bien considérer comme du callov-oxfordien écrasé et qui aurait servi de lubréfiant.

Au sommet du Bois du Bouchet affleure le Sénonien. Au Sud et à l'Ouest il recouvre le Flysch ; mais au N.E. il est charrié sur le conglomérat. Et ce charriage déjà manifeste par suite de la superposition à une couche plus récente, l'est encore plus lorsque l'on examine le contact avec soin. La base du Crétacé partout où on peut l'observer est mylonitisée. On le voit parfaitement dans le ravin de la Combaz à l'Est de Serraval ou bien au Nord du Bouchet. Comme pour les couches précédentes, le pendage se fait toujours vers l'intérieur du massif : La base du Crétacé est à l'altitude de 1.265 mètres au sommet du Bois du Bouchet et à 1.040 seulement, plus au N.W., en face de la Combaz. La base du Nummulitique, à l'altitude de 1.200 mètres au sommet du bois du Bouchet, n'est plus qu'à 910 mètres à la Combaz. Ceci donne bien une idée du plongement des différents terrains sous le massif de Sulens. Par contre le sommet de Nummulitique de la nappe inférieure se maintient à peu près à une même altitude, 960 mètres en face le Villard, 910 mètres à la Combaz.

En résumé, les couches du Bouchet se présentent comme un coin s'enfonçant entre le Nummulitique de la nappe inférieure presque horizontal et le Crétacé supérieur.

On peut considérer ce fragment de la nappe moyenne comme comportant une série normale allant du Callovien-Oxfordien au Nummulitique, avec peut-être un reste de flanc inverse, représenté par une lame de Jurassique supérieur. Chacune de ces couches est coupée en biseau par la surface de charriage de la

base. De même la surface de chevauchement du Crétacé coupe en biseau les couches du Nummulitique de la nappe moyenne.

Lors des mouvements, il y a eu décollement des conglomérats avec, parfois, formation de replis. Le tout a été ensuite replissé en un synclinal comprenant non seulement la nappe moyenne mais également la nappe inférieure.

Je noterai encore un détail dans la tectonique de la colline du Bouchet ; une faille a joué de telle façon que l'extrémité méridionale jurassique est surélevée par rapport au restant de la colline.

CHAPITRE VI

LES DIFFÉRENTES UNITÉS DES HELVÉTIDES DE LA SUISSE, EN TARENTAISE

A l'Ouest de la nappe de l'Embrunais nous avons distingué toute une série d'unités tectoniques bien caractérisées et classiques. C'est la zone dauphinoise qui comprend les faisceaux synclinaux de Naves, la zone du massif du Grand Mont, le synclinal de Beaufort, la zone du massif du Mirantin ; puis c'est la chaîne des Aravis avec son soubassement jurassique. Cette dernière supporte des lambeaux de recouvrement de Sulens qui comprennent de bas en haut : 1° la nappe inférieure, 2° une zone d'écailles, 3° le lambeau du Bouchet, 4° le massif de Sulens. Ces différentes unités tectoniques peuvent être rapprochées de celles qui ont été distinguées en Suisse, tant il est possible de relier toujours à d'assez grande distance, les unes aux autres, des unités tectoniques isolées.

Tout ce qui est à l'Ouest de la nappe de l'Embrunais, fait partie des Helvétides. Mais là, il s'agit de savoir à quoi peuvent correspondre en France telle ou telle des unités tectoniques qui ont été discernées en Suisse. On sait qu'entre le Massif de l'Aar et celui du Mont Blanc ont été distinguées, du sommet à la base, les nappes de l'Oberlaubhorn, du Mont Bonvin, de la Plaine Morte, constituant les nappes ultra-helvétiques ; puis dessous, les nappes helvétiques proprement dites du Wildhorn, des Diablerets, de Morcles reposant sur l'autochtone cristallin et sa couverture sédimentaire. Rabowsky [1] croit devoir rattacher les coins de granite et de porphyre du Mont Chétif, de la montagne de la Saxe et d'au-dessus de Praz Sec dans le Val Ferret italien, à la racine des nappes de la Plaine Morte et du Mont Bonvin. Vers l'W.S.W., les racines disparaissent définitivement sous la nappe de l'Embrunais. Elles sont donc recouvertes dans notre région. Les lames cristallines situées au-dessus d'Orsières, au nombre d'une ou de deux, souvent dédoublées encore grâce aux replis et formées de porphyre d'habitude excessivement écrasé, souvent méconnaissable, d'aplites et de

[1] F. Rabowski, Les lames cristallines du Val Ferret et leur analogie avec les lames de la bordure N.W. des massifs du Mont Blanc et de l'Aar. P. V., *Soc. Vaud. Sc. Nat.*, t. LI, 1917, pp. 195-98.

schistes cristallins, sont considérés par Rabowsky comme un indice de l'apparition de la nappe des *Diablerets-Wildhorn*. Elles se trouvent au milieu de ce que Ritter appelle le Synclinal de Courmayeur [1], les faisceaux synclinaux des Vals Ferrets. Or ceux-ci se poursuivent en gros par l'Allée Blanche jusque dans les vallons de Roselend et de Naves. Malheureusement l'état actuel dans lequel se trouvent les levés de la carte géologique italienne, ne permet pas de se rendre compte, d'une façon précise, de la réalité de ces choses et des continuités exactes. Comme tout ce faisceau se prolonge de l'Italie à la France, en se maintenant au contact de la nappe de l'Embrunais, on peut donc placer approximativement les racines de la nappe des Diablerets-Wildhorn, soit au voisinage de la nappe de l'Embrunais, soit immédiatement dessous, si tant est que ces nappes se prolongent jusque dans nos pays.

Pour Ritter, le synclinal de Chamonix, à partir des Contamines, peut se suivre dans le ravin de Cognin, se continue par le synclinal liasique, situé à l'Ouest de l'Aiguille de Roselette. Il descend ensuite vers le Sud et, par les pâturages de la Gitte, rejoint, aux environs de Roselend, le synclinal de Courmayeur (Ritter). En suivant les couches liasiques, on voit bien, comme Ritter, une continuité synclinale depuis les Contamines jusqu'à Roselend. Mais il reste à en examiner la valeur. A-t-elle une signification au point de vue de la liaison des éléments tectoniques de la chaîne alpine ? Cette liaison toute apparente n'en a aucune et peut même introduire des notions fausses. Si l'on considère la direction des plis dans le segment qui joint le synclinal de Chamonix à celui de Courmayeur, on voit qu'elle est hercynienne NNE. — SSW presque N-S, contrairement à la direction alpine NE-SW. Dès lors on peut penser que cette liaison est due à un rajeunissement des plis hercyniens sous l'influence de la poussée alpine. Le substratum cristallin s'est replissé ainsi que la base de la couverture sédimentaire suivant le mode ancien. C'est à la faveur de cette remise en mouvement de la vieille tectonique, que des dépôts liasiques ont été conservés en ces synclinaux hercyniens posthumes. C'est à rapprocher des faits signalés par P. Corbin et N. Oulianoff [2] plus au Nord. Il y a une autre continuité synclinale beaucoup plus manifeste que celle signalée par Et. Ritter. De direction alpine, NE-SW, celle-là se trouve dans le prolongement du synclinal complexe de Chamonix. C'est le synclinal complexe de Beaufort. Les raccords se font certainement par quelques-uns au moins des plis du Mont Joly. Ce faisceau synclinal coupe obliquement les plis hercyniens, de la même manière que nous l'ont appris Corbin et Oulianoff [3] pour les régions situées plus au Nord. Il sépare les unités tectoniques hercyniennes en deux unités alpines, de sorte qu'un même

[1] Bien improprement appelé ainsi, car Courmayeur est situé dans la nappe de l'Embrunais.

[2] P. Corbin et N. Oulianoff, La chaîne des Aiguilles Rouges dans le mouvement alpin. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXII, p. 530, 1926 ; Le massif du Prarion et le synclinal complexe de Chamonix, *ibid.*, t. CLXXXVI, p. 244, 1928.

[3] P. Corbin et N. Oulianoff, Continuité de la tectonique hercynienne dans le massif du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXVIII, p. 1055 et p. 1296, 1924 ; Id., id. *B. S. G. F.* (4), t. XXV, p. 541, 1925.

massif alpin renferme plusieurs unités hercyniennes accolées les unes aux autres et qu'il est possible de retrouver dans l'autre massif alpin [1]. Corbin et Oulianoff ont montré (*loc. cit.*, p. 553) par exemple que « les complexes pétrographiques, dont l'existence et la composition ont été déterminées par le plissement hercynien et qui s'étendent à de grandes distances, sont communs aux massifs cristallins actuels, c'est-à-dire aux Aiguilles Rouges et au Mont Blanc ».

Il est intéressant de pouvoir suivre le synclinal complexe alpin de Chamonix fort loin vers le Sud. De Beaufort, il se dirige vers le col de la Bâthie, descend vers Cevins, traverse l'Isère, remonte jusqu'au col de Basmont au N.W. du Mont Bellachat, où un peu de Lias se trouve conservé. D'après Lory [2] cette bande synclinale passerait au Sud de l'Arc par les cols de la Perche, de Claran, le Merdaret. Fau Laurent, Serre, etc... J'avais formulé une autre hypothèse qu'il faut prendre pour ce qu'elle vaut : Au Sud du Col de Basmont, le synclinal ne serait représenté que par un peu de Houiller et de Trias jusqu'aux Cléments, au Sud d'Argentine en Maurienne. A Epierre, les sédiments neufs, posthercyniens n'existeraient plus et le synclinal de Chamonix se traduirait probablement par un accident limité de part et d'autre par du matériel hercynien. Je ferais volontiers passer cet accident à l'Ouest des schistes cristallins X, tout le long de leur contact géologique occidental, au Sud de la Maurienne jusqu'à l'Eau d'Olle ; ce qui expliquerait pourquoi ces schistes X sont appuyés, là, tantôt contre des micaschistes et des gneiss granulitiques, tantôt contre des gneiss amphiboliques. Plus au Sud encore, vers Allemont, le contact se ferait entre le Lias d'Allemont et de Vaujand et les schistes cristallins situés plus à l'Ouest.

S'il est question de massif du Mont Blanc en tant qu'unité alpine, il ne faut pas le considérer comme cessant au Sud avec le massif du Mont Blanc lui-même. Il se prolonge par les montagnes d'Outray, du Mont Rognoux, du Grand Mont et de la Pointe de Comborsier dans le Beaufortin, puis par les massifs du Mont Bellachat et du Roc Rouge entre l'Isère et l'Arc et plus au Sud par les schistes cristallins de Saint-Colomban des Villards.

Quant au massif des Aiguilles Rouges, également en tant qu'unité alpine, il est constitué par tout ce qui est à l'Ouest du synclinal Chamonix-Beaufort ; c'est-à-dire, au Nord de l'Isère par les montagnes du Mont Mirantin et de la Roche Pourrie entre l'Isère et l'Arc ; par les massifs de la Pointe de la Grande-Lanche, du Point d'Arc ; au Sud de l'Arc, suivant l'hypothèse que j'avais envisagée, par les massifs du Pic de Rognier, du Pic du Fresne, du Grand Glesin, du Puy Gri, du Rocher Blanc, etc. En résumé il est incontestable que sur de grandes distances au moins jusqu'à la vallée de l'Arc, il s'est formé pendant les mouvements alpins dans le matériel hercynien deux compartiments qui ont

[1] Ces croisements de tectoniques avaient été déjà observés dans le massif des Maures et illustrés sur la feuille de Toulon au 80.000e. On les verra encore plus nets sur la feuille de Hyères au 50.000e où je les ai mis, encore plus en évidence, par des relevés détaillés.

[2] P. Lory, Sur la tectonique de la partie septentrionale du massif de Vercors. *B. S. G. F.* C. R. S. (4), t. XXV, p. 23, 1925.

joué de la même façon, l'un par rapport à l'autre, sur de grandes distances. Le synclinal de Beaufort correspond au synclinal de Chamonix, le massif du Grand Mont à celui du Mont Blanc, le massif du Mirantin à la chaîne des Aiguilles Rouges.

La chaîne des Aravis, le Mont Joly, le Désert de Platé, représentent, on le sait [1], le grand pli couché de la Dent de Morcles. Comme Ritter l'a montré, les plis du Mont Joly ne sont que les noyaux anticlinaux des plissements de la chaîne des Aravis. Mais il y a là des réserves à faire. On sait, depuis les travaux de Parejas [2], que toute la tectonique de cette région est à reviser, par suite de l'introduction d'une stratigraphie plus précise. Si la tectonique se simplifie, il n'en reste pas moins encore de nombreux plis dans le massif du Mont Joly, comme en témoignent tous les anticlinaux couchés triasiques au Nord de Beaufort. Actuellement on ne connaît pas encore bien ce qui appartient à la couverture sédimentaire et ce qui revient à la nappe de Morcles dans le massif du Mont Joly.

Si l'on examine la carte au 80.000e, feuille Albertville, et celle jointe à l'ouvrage de Ritter « La bordure Sud-Ouest du Mont Blanc » [3] on voit que la nappe de Morcles s'enracine dans le massif cristallin situé à l'Est du synclinal de Beaufort et peut-être en partie dans ce synclinal lui-même, justement dans cette chaîne cristalline du Grand Mont, prolongement alpin du massif du Mont Blanc. Il est évident que le lieu de l'enracinement exact ne pourra être désigné que lorsque l'on saura ce qui, en définitive, appartient à la nappe de Morcles dans le massif du Mont Joly.

[1] M. Lugeon, Sur l'ampleur de la nappe de Morcles. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLVIII, p. 2029, séance du 29 juin 1914.

[2] Ed. Parejas, La tectonique du Mont Joly (Haute-Savoie). *Eclogæ geologicæ Helvetiæ*, Vol. XIX, n° 2, 1925, p. 420 ; Nouvelles observations sur le soubassement du Mont Joly (Haute-Savoie), *ibid.*, vol. XX, n° 2, p. 331, et *C. R. séances Soc. Phys. et d'Hist. nat. de Genève*, vol. XLIII, n° 3, 1926, p. 180.

[3] *Loc. cit.*

CHAPITRE VII

LES RACINES DES LAMBEAUX DE RECOUVREMENT DE SAVOIE

Dans ce chapitre je vais donner un court aperçu de l'origine des lambeaux de recouvrement passés en revue ci-dessus (chap. IV-VI). Haug et Lugeon qui étudièrent les masses exotiques des Annes et de Sulens, distinguèrent dans celles-ci les trois nappes. Ils [1] considéraient « la nappe inférieure du soubassement de Sulens comme un outlier de l'un de ces grands plis couchés (décrits par Ritter et formant la couverture sédimentaire du massif de Beaufort) ». Pour ces auteurs « la lame de Malm du Bouchet avec son revêtement de conglomérats polygéniques et les lames de Crétacé supérieur, associées à ces mêmes conglomérats, pourraient également avoir leur lieu d'origine au S.E. de leur emplacement actuel, dans les plis du massif de Beaufort, par exemple. Quant à la nappe supérieure qui forme le massif de Sulens, son emplacement primitif doit être cherché dans l'intérieur des Alpes, en arrière de la zone du Briançonnais ». Plus tard E. Haug et L. Moret rapprochent la nappe inférieure, des plis ultrahelvétiques ; la nappe moyenne, de la zone du Niesen et la nappe supérieure, des Préalpes médianes. En particulier, pour E. Haug [190] la zone du Niesen serait un lambeau de recouvrement de la nappe de l'Embrunais et la nappe supérieure dont il n'est pas question ici, proviendrait de la nappe du Briançonnais.

La nappe inférieure ne peut provenir que d'une région à l'Est des racines de la nappe de Morcles, situées dans la région des massifs de la montagne d'Outray et du Grand Mont. Elle est formée de terrains peu différents de ceux de la chaîne des Aravis. Les séries du Jurassique au Néocomien sont bathyales. Le Nummulitique renferme déjà des brèches. E. Haug et L. Moret considèrent cette nappe inférieure comme un équivalent des nappes ultra-helvétiques. Elle doit alors provenir d'une région située soit sous la nappe de l'Embrunais soit près de son bord actuel, régions où il est possible de voir un prolongement des racines des nappes ultrahelvétiques, comme nous l'avons dit plus haut.

La nappe moyenne. — La série stratigraphique du Bouchet est une et indépendante. On ne peut isoler l'un des termes, par exemple le Nummulitique,

[1] E. Haug et M. Lugeon, Synclinal de Serraval des montagnes de Sulens, *B. S. C. G. F.*, t. IX, n° 58 à 60, p. 124, 1897-98.

quoi qu'il y ait un contact anormal à la base du conglomérat du Bouchet. Ce n'est qu'un décollement, et ceci est prouvé par le fait que dans ce conglomérat on trouve, en éléments remaniés, toutes les roches du substratum secondaire. Je vais maintenant passer en revue les différents terrains. Le *Bathonien à Zoophycos* est inconnu dans la nappe de l'Embrunais. Il ne peut provenir que d'une région située soit à l'Est, soit à l'Ouest de la nappe de l'Embrunais, pays où il est actuellement inconnu.

Le *Callovien-Oxfordien* est tout à fait semblable à celui de la nappe inférieure et du soubassement de la chaîne des Aravis. Ce Callovien-Oxfordien bathyal est par contre inconnu dans la nappe de l'Embrunais, comme nous le verrons. Les couches du Grand Fond auxquelles on pourrait les rapporter contiennent des brèches. Le Callovien et l'Oxfordien bathyaux ne sont connus qu'à l'Ouest de la nappe de l'Embrunais. A l'Est il existe peut-être, où il a existé ; mais jusqu'ici on ne l'a pas déterminé.

Le *Lusitanien* et le *Tithonique*, avons-nous vu, sont essentiellement bathyaux, et d'autre part ressemblent tout aussi bien à ceux de la nappe inférieure qu'à ceux de la chaîne des Aravis. Ceux-ci sont inconnus dans la nappe de l'Embrunais en Tarentaise et même en Maurienne. Dans la nappe du Briançonnais, le Jurassique supérieur se trouve au Plan de Nette, sous forme de brèche calcaire à ciment rouge et contenant des *Duvalia*. Elle englobe des fragments de calcaires noirs du Lias, des calcaires à entroques, des calcaires blancs esquilleux et subcristallins, et de nombreux rognons de limonite. W. Kilian la range dans son type vaseux amygdalaire [1].

L'*Urgonien* existe dans la chaîne des Aravis et devait peut-être s'étendre assez loin vers l'Est, s'il possède la même distribution qu'en Suisse. On le connaît en effet dans la nappe de la Plaine Morte [2] où le Barrémien est à l'état de calcaire gris, plaqueté, avec Bélemnites et Aptychus, de bancs siliceux organogènes, soit transition au faciès urgonien avec *Orbitolina conoïdea*, *Miliolidès* et *Algues verticillées* (*Gyroporella Mühlbergi*). E. Gagnebin a retrouvé l'Urgonien réduit en lentilles de quelques centimètres par suite des actions tectoniques dans les Préalpes bordières entre Montreux et Semsales, sur le versant méridional des Pléïades, aux alentours d'Enchexbres. « Le faciès urgonien à la partie supérieure du Barrémien est beaucoup moins bien représenté que dans les nappes helvétiques et dans des conditions assez différentes : Nuls rudistes mais des algues diplopores, des orbitolines, une grande abondance de milioles (p. 39) ». On ne connaît l'Urgonien ni dans la nappe de l'Embrunais ni dans la nappe du Briançonnais ni dans les autres unités des Pennides. On en retrouve, il est vrai, dans la nappe de Falkniss où il y a eu quelques mètres d'épaisseur. E. Haug rattache cette nappe à celle du Briançonnais. On le connaît également dans les nappes austroalpines moyennes et dans la Sassalbozone.

[1] Kilian et Révil. *Etudes géologiques dans les ...*, t. II, 2e fasc., p. 223.

[2] E. Gagnebin, Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales. *Mém. Soc. Vaudoise des Sc. Naturelles*, vol. II, n° 1, 1924 ; M. Lugeon, Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander, *loc. cit.*

Le *Sénonien* ne diffère que fort peu de celui de la chaîne des Aravis. Une seule chose nouvelle apparaît : le faciès détritique. Aussi semble-t-il qu'on ne soit pas loin d'une région où l'érosion s'est exercée. Le Crétacé n'est pas connu dans la nappe de l'Embrunais en Tarentaise. Et il en est de même en Maurienne ; car à Montricher, seul point où il existe des marbres en plaquettes, il n'est pas très certain que ceux-ci appartiennent à la nappe de l'Embrunais. Dans le Briançonnais, dans la région de la Vanoise le Crétacé a été trouvé par E. Raguin dans des marbres phylliteux à l'W.N.W. du col de Fresse [1].

Le *Nummulitique*, par contre, présente des différences sensibles avec celui de l'autochtone. En effet les brèches n'existent pas dans le Flysch de la chaîne des Aravis. Elles apparaissent déjà, il est vrai, dans la nappe inférieure. Mais nulle part dans les unités tectoniques inférieures, les conglomérats ne sont aussi développés que dans la lame du Bouchet. S'il peut y avoir des rapprochements, c'est bien avec les conglomérats de la nappe de l'Embrunais où ils sont si développés. Par contre, comme, je l'ai déjà dit, le Flysch ressemble beaucoup plus à celui de l'autochtone et de la nappe inférieure qu'à celui de la nappe de l'Embrunais. Si l'on place le lambeau du Bouchet entre la nappe inférieure et la nappe de l'Embrunais on voit qu'il y a progression de la clasticité des sédiments, clasticité devenant de plus en plus fréquente et de plus en plus puissante par suite de la grosseur et de l'abondance des éléments.

Les *roches cristallines et cristallophylliennes* contenues dans le conglomérat du Bouchet ne peuvent pas nous fournir de très nombreux renseignements. Les granites, autant que l'on peut en juger sans analyses chimiques, ressemblent plus aux granites du massif de Beaufort qu'à la protogine. La très grande abondance des roches cristallines et cristallophylliennes indique en outre que la mer nummulitique s'étalait, en ce point, non loin d'un massif émergé, appartenant soit au massif cristallin de Beaufort soit à celui du Mont Blanc.

En résumé donc, les terrains secondaires de « la nappe moyenne » se rapprochent beaucoup plus de ceux de « la nappe inférieure » et de la chaîne des Aravis que de ceux des régions plus orientales. Et souvent l'identité est presque complète de sorte que l'on est amené à envisager l'autochtone, la nappe inférieure et la nappe moyenne, comme trois éléments d'un tout, et que l'on ne songe guère à faire un rapprochement avec la nappe de l'Embrunais, contrairement à l'opinion de E. Haug et de L. Moret. Tous ces terrains proviennent du géosynclinal situé en avant de la nappe de l'Embrunais de nature essentiellement géanticlinale. Aussi peut-on se demander s'il ne vaut pas mieux rattacher la nappe moyenne du Bouchet aux plis ultrahelvétiques. Les grès du Crétacé, les conglomérats du Bouchet indiqueraient que cette nappe est proche de celle de l'Embrunais.

[1] E. Raguin, Découverte d'une faune de Foraminifères très probablement crétacés dans les calcaires hautement métamorphiques du vallon du Papuer près de la Grande Motte (Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, t. VI, nov. 1925.

DEUXIÈME PARTIE

LA NAPPE DE L'EMBRUNAIS AU NORD DE L'ISÈRE

Dans cette deuxième partie, traitant de la nappe de l'Embrunais, au Nord de l'Isère, je donnerai d'abord un historique précédé d'une liste bibliographique.

Puis j'étudierai en détail et le plus objectivement possible la région, dans un chapitre suivant. De ces descriptions détaillées, simples constatations, comme toujours de lecture fastidieuse, j'ai séparé et groupé dans les derniers chapitres, tous les faits concernant la stratigraphie, la tectonique et le métamorphisme, ainsi que les discussions qui ont pu se poser.

CHAPITRE PREMIER

BIBLIOGRAPHIE DE LA NAPPE DE L'EMBRUNAIS AU NORD DE L'ISÈRE

Abréviations :

Ac.	Académie, Accademia.
Ann.	Annales
Arch.	Archives.
Boll.	Bolletino.
Bull.	Bulletin.
Com.	Comitato.
Geol.	Géologique, geologico.
Hist.	Histoire.
Jour.	Journal.
Mem.	Mémoires, memorie.
Nat.	Naturelles.
Phys.	Physique.
r.	Royal, reale.
Sc.	Sciences, scienze.
Soc.	Société, societa.

B. S. C. G. F.	Bulletin des Services de la carte géologique de France et des topographies souterraines.
B. S. G. F.	Bulletin de la Société géologique de France.
B. S. S. I.	Bulletin de la Société de statistique de l'Isère.
T. L. G. G.	Travaux du laboratoire de géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble.
C. R. Ac. Sc.	Comptes rendus de l'Académie des Sciences.

1. — 1779-1796. — **Saussure** (Horace Bénédict de). — Voyages dans les Alpes, précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève. 4 vol. in-4° avec planches, t. I, 1779 ; t. II, 1786 ; t. III, et IV, 1796. Genève.

2. — 1786. — **Robiland** (Nicolis di). — Essai géographique, suivi d'une topographie souterraine, minérale et docimasie des états du roi de Sardaigne en terre ferme. *Mém. de l'Ac. r. des Sc. de Turin*, 1re série, vol. VI, p. 191, 1784-85, in-4°, 1 carte.

3. — 1795. — **Coquebert**. — Mémoire pour servir à la description minéralogique du département du Mont-Blanc (rédigé par Coquebert rédacteur du Journal des Mines ; lettres de Hassenfratz, mémoire de Saussure, renseignements du citoyen Roche). *Jour. des Mines*, vol. I, n° 4, pp. 47-84, et n° 5, p. 13.

4. — 1805. — **Lelivec**. — Mines de fer et Forges du département du Mont-Blanc. *Ibid.*, t. XVII, n° 98, p. 123, an XIII.

5. — **Hassenfratz**. — Lettre de J. H. Hassenfratz, Ingénieur en chef des Mines, à M. Gillet Laumont, conseiller des Mines. *Ibidem*, t. XVII, n° 99, p. 235.

6. — 1806. — **Lelivec**. — Statistique des Mines et Usines du département du Mont-Blanc. *Ibidem*, t. XIX, n° 113, p. 379 ; n° 114, p. 435 ; t. XX, n° 120, p. 407.

7. — 1807. — **de Verneilh**. — Statistique générale de la France, publiée par ordre de Sa Majesté, Empereur et Roi. Département du Mont-Blanc. 1 vol. in-8°, 1 carte, chez *Testu*, Imprim. de Sa majesté à Paris.

8. — 1808. — **Brochant de Villiers**. — Observations géologiques sur des terrains de transition qui se rencontrent dans la Tarentaise et autres parties de la chaîne des Alpes. *Jour. des Mines*, t. XXIII, n° 137, pp. 321-380.

9. — 1817. — **Id**. — Observations sur les terrains de gypse ancien qui se trouvent dans les Alpes, précédées de nouveaux faits relatifs aux terrains de transition de cette chaîne. *Ann. des Mines*, t. II, p. 257, pl. V, fig. 1.

10. — 1821. — **Buckland** (W.). — Notice of a paper laid before the geological Society, on the structure of the Alps and adjoining parts of the continent and their relation to the secondary and transition rocks of England. *Annals of philosophy*, série 2, t. I, p. 450. London et *Jour. de phys.*, t. XCIII, p. 20. Paris.

11. — 1823. — **Bakewell** (R.). — Travels comprising observations made during a residence in the Tarentaise and various parts of the Græcian and Pennine Alps in the Switzerland, in the years 1820, 1821 et 1822. 2 vol. in-8°, nbr. fig., pl. en couleurs. London.

12. — 1827. — **Blainville** (Ducrotay de). — Mémoire sur les Bélemnites considérées zoologiquement et géologiquement. 1 vol., in-4°, 5 pl. lithographiées. *F. G. Levrault*. Paris, Strasbourg.

13. — 1829. — **Borson** (S.). — Notice sur quelques fossiles de la Tarentaise. *Mém. della R. Ac. delle Sc. di Torino*, 1re série, t. XXXIII, pp. 174-182, 1 pl. in-8°. Impr. Nat. Torino.

14. — 1830. — **Borson.** — Catalogue raisonné de la collection minéralogique de l'Université de Turin. 1 vol. in-8°, p. 740. Turin.

15. — 1834. — **Id.** — Notiz über einige Fossil-Reste der Tarentaise in Savoyen. Analyse in *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunden*, p. 726, 1834, in-8°. Stuttgart.

16. — 1836 — **Sismonda** (Angelo). — Osservazioni geognostiche e mineralogiche intorno ad alcune valli delle Alpi del Piemonte. *Mem. della Acad. R. di Sc. di Torino*, 1re série, t. XXXIX, p. 259 à 283, 1 carte, in-4°. Torino. Court résumé dans *B. S. G. F.*, vol. VIII, 1836-37, p. 90.

17. — 1838 — **Rendu** (Mgr). — Traits principaux de la géologie de la Savoie. *Mém. de la Soc. r. académique de Savoie*, 1re série, t. IX, p. 123, in-8°, avec pl.. *Puthod*, Chambéry.

18. — 1840. — **Beaumont** (Elie de) et **Dufrenoy**. — Carte géologique de la France au 500.000e. Paris.

19. — 1841. — **Sismonda** (A.). — Memoria sui terrini stratificati delle Alpi. *Mem. Acad. R. di Sc. di Torino*, 2e série, t. III, pp. 1-54, 1 pl., in-4°, Torino.

20. — 1844. — **Chamousset** (François). — Exposé du voyage en Tarentaise. Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France à Chambéry. Séance du 23 août. *B. S. G. F.* (2), t. I, p. 770-73.

21. — **Gras** (Scipion). — Introduction à un essai sur la constitution géologique des Alpes centrales de la France et de la Savoie. *B. S. G. F.* (2), t. I, p. 690. *B. S. S. I.*, t. III, p. 282-329.

22. — **Sismonda** (Angelo). — Carte géologique des Etats Sardes, avec quelques considérations sur les soulèvements du sol des Alpes, sur l'état métamorphique des terrains stratifiés et sur les terrains crétacés et tertiaires de ces contrées. *B. S. G. F.* (2), t. I, p. 783.

23. — 1846. — **Collegno** (H. de). — Esquisse d'une carte géologique d'Italie. *J. Andriveau-Goujon*, Paris.

24. — 1849. — **Fournet** (J.). — Suite des études géologiques sur la géologie des Alpes entre le Valais et l'Oisans : Aperçus historiques et géologiques sur les terrains sédimentaires alpins. *Soc. r. d'Hist. nat. et d'agriculture de Lyon*, 2e série, t. I, page 185, une carte, pl., coupes, in-8°. Lyon, et *Ann. des Sc. phys. et nat. d'agriculture et d'industrie de Lyon*, 1re série, t. IV et IX, in-8°.

25. — 1850. — **Id.** — Notes sur quelques résultats d'une excursion dans les Alpes, faite en août et septembre 1849. *Ann. de la Soc. nat. d'agriculture, d'hist. nat. et des Arts utiles de Lyon*, 19 avril 1850 et *B. S. G. F.* (2), t. VII, p. 548.

26. — **Studer** (B.). — Lettre au Neues Jahrbuch. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Geologie und Paleontologie*, p. 832, 1850.

27. — 1851-53. — **Id.** — Geologie der Sweiz. 2 vol., in-8°, 1 carte, Berne et Zurich.

28. — 1852. — **Sismonda** (Angelo). — Classificazioni dei terrini stratificati delle Alpi tra il monte Bianco e la contea di Nizza. *Mém. Acad. R. di Sc. di Torino*, 2e série, vol. XII, pp. 271-338, 2 pl. (1 carte et 1 coupe).

29. — 1853. — **Studer** (B.) et **Escher de la Linth** (A.). — Carte géologique de la

Suisse au 380.000e. Etabl. de topographie de *J. Wurster et Co*. Winterthur et Remier, Berlin.

30. — 1854. — **Gras** (Scipion). — Mémoire sur le terrain anthraxifère des Alpes de la France et de la Savoie. *Ann. des Mines*, t. V, p. 473, 2 pl. en couleurs (carte).

31. — 1855. — **Sharpe** (D.). — On the structure of Mont-Blanc and its environs. *Quartely Journal of the geological Society of London*, t. XI, p. 11, 1854, 1 pl. de carte et coupe, et *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, 4e série, t. XXVIII, p. 270, in-8o. Genève.

32. — **Studer** (B.). et **Escher von der Linth** (A.). — Geologische Uebersichts karte der Schweiz au 760.000e. *J. Wurster et Co*, Winterthur.

33. — 1858. — **Mortillet** (G. de). — Géologie et Minéralogie de la Savoie. *Annuaire de la Chambre royale d'Agriculture et de Commerce de la Savoie*, IV, in-8o, 382 p., 3 pl., coupes, 1 tableau des terrains. Chambéry.

34. — 1859. — **Favre** (Alph.). — Mémoire sur les terrains liasique et keupérien de la Savoie. *Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Genève*, t. XV, pp. 103-192, 3 pl. et *Arch. des Sciences phys. et nat. de Genève*, t. IV, pp. 327-340.

35. — 1861. — **Mortillet** (G. de). — Notes géologiques sur la Savoie : Questions soumises à la Société Géologique de France. — Extrait de la *Revue Savoisienne*, no du 15 août 1861, Annecy, in-8o.

36. — 1862. — **Favre** (Alph.). — Explication de la carte géologique des parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse, voisines du Mont Blanc. *Arch. des Sc. phys. et nat., Genève*, t. XV, p. 238, 37 p.

37. — **Id.** — Carte géologique des parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse, voisines du Mont Blanc, à l'échelle 1/150.000. Genève.

38. — **Sismonda** (Angelo). — Carta geologica di Savoya, Piemonte e Liguria, publicata per cura del Governo di S. M. Vittorio Emmanuele II, Re d'Italia. Torino.

39. — 1863. — **Fournet** (J.). — Détails concernant l'orographie et la géologie de la partie des Alpes comprise entre la Suisse et le Comté de Nice. *Mém. présenté à l'Ac. r. des Sc. Belles lettres et Arts de Lyon*, dans sa séance du 20 janv., 2e série, t. XIII, classe des sciences, pp. 51-154.

40. — 1864. — **Lory** (Ch.). — M. Lory présente quelques remarques sur la série des terrains des Alpes. *Arch. des Sc. phys. et nat. Genève.* Nouvelle période, t. XXI, p. 154.

41. **Id.** — Essai d'une nouvelle explication de l'anomalie de Petit Cœur en Tarentaise. *B. S. G. F.*, (2), t. XXII, p. 48.

42. — 1866. — **Lory** (Ch.) et **Vallet** (P.). — Carte géologique de La Maurienne et de la Tarentaise, et essai sur la structure géologique de la partie des Alpes comprise entre le Mont-Blanc et le Mont Viso. *Ibid.* (2), t. XXIII, pp. 480-482 et 482-497, 1 pl. de 7 coupes.

43. — 1867. — **Favre** (Alph.). — Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse, voisines du Mont Blanc. 3 vol. in-8o et un atlas de 30 pl. (cartes et coupes), 3 pl. fossiles. *Masson*, Paris.

44. — 1867. — **Lory** (Ch.). — Note sur la carte géologique du département de la Savoie et sur quelques faits nouveaux de la géologie de cette province. *B. S. G. F.* (2), t. XXIV, p. 596.

45. — **Id.** — Lettre à M. Favre, sur la constitution du Trias alpin. *Arch. des Sc. Phys. et nat., Genève*, mai 1867, Genève.

46. — **Id.** — Expose les résultats des explorations géologiques qu'il a poursuivies dans la Tarentaise. *B. S. S. I.*, 2e série, t. VII, p. 466, in-8o, Grenoble.

47. — **Id.** — Présente un mémoire sur la carte géologique de la Maurienne et de la Tarentaise qu'il a dressée avec l'abbé Vallet de Chambéry. *Ibid.*, 3e série, t. I, p. 178.

48. — **Id.** — Notice sur la carte géologique de la Savoie de MM. Lory, Pillet et Vallet. *Mém. de l'Ac. impériale des Sc., Belles lettres et Arts de Savoie*, 2e série, t. X, p. LIX, in-8o. Chambéry.

49. — **Studer** (B.) et **Escher de la Linth** (A.). — Carte géologique de la Suisse au 380.000e (2e édition), par *Isidor Bachmann, Wurster Raudegger* à Winterthur.

50. — **Id.** et **id.** — Carte géologique de la Suisse au 760.000e (Réduction de la 2e édition). *Wurster* et Co. Winterthur.

51. — 1869. — **Lory** (Ch), **Pillet** (L.) et abbé **Vallet** (P.). — Carte géologique du département de la Savoie au 150.000e. — Lithographie *A. Perrin*. Chambéry.

52. — 1870. — **Gerlach** (H.). — Geologische Karte von Martigny, Aoste. *Carte géologique de la Suisse au 100.000e*, feuille XXII. *Franck*, Berne.

53. — 1871. — **Id.** — Das sudwestiche Wallis mit den angrenzenden Landestheilen von Savoien und Piemont. *Beitræge zur Geologische Karte der Schweiz*, neunte Lieferung, 175 p., 3 pl. de coup. dont 1 en coul. Neuchâtel.

54. — 1873. — **Lory** (Ch.). — Observations sur la stratigraphie des Alpes Graies et Cottiennes. *B. S. G. Fr.* (3), t. I, pp. 266-279.

55. — 1874. — **Id.** — Essai sur l'orographie des Alpes occidentales, considérée dans ses rapports avec la structure géologique de ces montagnes. *Annuaire du Club Alpin français*, 1re année, pp. 283-307, in-8o. Paris.

56. — 1875. — **Rosemont** (de Chambrun de). — Note sur le Diluvium de la Haute Tarentaise ; preuve que les grands glaciers n'ont pas produit les grands cours d'eau. *B. S. G. F.* (2), t. III, pp. 481-484.

57. — 1876. — **Laissus** (Dr. Camille). — Notice sur les eaux minérales de la Tarentaise. *Réunion des Sociétés Savantes des départements*, 6e série, t. III, p. 369, in-8o, Paris, 1877.

58. — 1877. — **Lory** (Ch.). — Les coupures transversales des Alpes et les principaux passages de France en Italie, au point de vue de l'orographie géologique. *Annuaire du Club alpin français*, 4e année, pp. 350-382.

59. — 1878. — **Baretti** (M.). — Sui rilevamenti geologici fatti nelle Alpi occidentali durante la campagna 1877. *R. Ac. dei Lincei*. Mem. della classe

di Sc. fis. et nat., série 3ª, vol. II, seduta 2 giugno 1878, p. 963, in-4°, Roma.

60. — 1878. — **Laissus** (Dr. Camille). — Notice sur les eaux thermales de Bonneval (Savoie). Moutiers.

61. — — **Lory** (Ch.). — Essai sur l'orographie des Alpes occidentales, considérée dans ses rapports avec la structure géologique de ces montagnes. *Bull. de la Soc. de statistique des sc. nat. et des arts industriels du département de l'Isère*, 3e série, t. VII, p. 74 et Extraits de l'*Annuaire du Club Alpin français*, années 1874 et 1877, avec transformations et additions.

62. — 1879. — **Tremey.** — Les eaux thermales de Bonneval. Les bains et les eaux gazeuses des glaciers à Bourg-Saint-Maurice. *Revue Savoisienne*, t. XX, p. 105, in-8°, imp. de *Perrissin*, Annecy.

63. — — **Baretti** (M.). — Studi geologici sulle Alpi Graie settentrionali. *Atti della R. Ac. dei Lincei*, mem. della classe di Sc. fis. nat. etc., 3e série, t. III, pp. 407-508, 8 pl. dont 7 en couleurs, in-4°, Roma.

64. — 1881. — **Id.** — **Carta geologica d'Italia** al. 1.111.111e, compilate sui lavori editi ed inediti di vari autori sino al 1881 con speciali verificazioni delle localita meno conoscinte. Publicata per cura dell'*Ufficio geologico*. Virano e Teano, Roma.

65. — **Lory** (Ch.). — Sur les schistes cristallins des Alpes occidentales et sur le rôle des failles dans la structure géologique de cette région. *B. S. G. F.* (3), t. IX, p. 652.

66. — 1885. — **Id.** — Aperçu sommaire sur la structure géologique des Alpes occidentales. Extr. des notices sur Grenoble et ses environs, publiées à l'occasion du XIVe Congrès de l'Association française pour l'avancement des sciences. Grenoble, Maisonville.

67. — 1886. — **Carez et Vasseur.** — Carte géologique de la France, dressée sur la carte du dépôt des fortifications, au 500.000e, feuille IX, S. E. *Comptoir géologique*. Paris.

68. — **Empereur** (C.-C.). — Les eaux thermales de Bonneval-les-Bains, au pied du Petit-Saint-Bernard et les stations de montagnes de la vallée de la Haute-Isère. *F. Ducloz*, Moutiers et Brides-les-Bains.

69. — **Lory** (Ch.). — Sur les variations d'épaisseur et de faciès pétrographiques dans les diverses zones alpines de Savoie. *B. S. G. F.* (3), t. XIV, p. 469.

70. — **Id.** — Sur les variations du trias dans les Alpes de la Savoie et spécialement dans le massif de la Vanoise. *Ibid.*, t. XV, p. 40.

71. — 1887. — **Id.** — Sur la présence de cristaux microscopiques dans diverses roches calcaires des Alpes occidentales. *C. R. Ac. Sc.*, t. CV, séance du 11 juill. 1887, p. 99.

72. — **Zaccagna** (D.). — Nota sulla geologia delle Alpi occidentali. *Boll. del R. com. geol. d'Italia*, t. VIII, pp. 346-417, 2 pl. de coupes, 1 carte géol. en couleurs. Roma.

73. — 1888. — **Carte géologique de la France** au 1.000.000e publiée par le service de la carte géologique détaillée de la France. *Ministère des Travaux Publics*. Paris.

74. — 1889. — **Carta geologica d'Italia** nella scala di 1.000.000e, publicata per cura del *R. Ufficio geologico*. Virano. Roma.

75. — **Lory** (Ch.). — Etude sur la constitution et la structure des massifs cristallins. Mémoire rédigé sur l'invitation du Congrès géologique international pour la session de Londres. *B. S. S. I.*, (3e série), t. XIV, pp. 175-197. Grenoble.

76. — **Révil** (J.). — La géologie des Alpes occidentales d'après un mémoire de M. Zaccagna. *Bull. de la Soc. d'Hist. nat. de Savoie*, t. III, no 4, p. 158, in-8o, Chambéry.

77. — 1890. — **Lachat**. — Observations à propos du mémoire de M. Zaccagna sur la géologie des Alpes occidentales. *Ibid.*, t. IV, pp. 51-54, in-8o, Chambéry.

78. — **Noë** (Fr.). — Geologische Uebersichstkarte den Alpen mit Erläuterungen des Verfassers und einigen einbegleitenden Worten des Professors Ed. Suess. *Ed. Hœltzel*, Vienne.

79. — 1891. — **Diener** (Carl). — Der Gebirgsbau der Westalpen. 243 p., 2 pl., in-8o. *F. Tempsky*, Vienne.

80. — **Haug** (E.). — Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. *B. S. C. G. F.*, t. III, no 21.

81. — **Lory** (Ch.). — Etude sur la constitution et la structure des massifs cristallins des Alpes occidentales. *Congrès géologique international*. C. R. de la 4e session tenue à Londres en 1888, p. 86. Londres.

82. — 1892-3. — **Zaccagna** (D). — Riassunto di osservazioni geologiche fatte sul versante occidentale delle Alpi Graie (con una tavola di sezionie una carta geologica). *Boll. del R. Com. geol. d'Italia*, anno 1892, nos 3-4. Roma.

83. — 1893. — **Baretti** (M.). — Geologia della provincia di Torino. 1 vol. in-8o, 732 p., con atlante di 7 carte e 27 profili tavole in cromolitografica, *Francesco Casanova*, Torino.

84. — **Kilian** (W.) et **Révil** (J.). — Sur la bande synclinale nummulitique des Aiguilles d'Arves. *B. S. G. F.*, C. R. s. (3), t. XXI, p. LXXXVI.

85. — **Id.** — Une excursion géologique en Tarentaise (la brèche nummulitique et son extension au Nord de Moutiers). *Bull. de la Soc. d'Hist. nat. de Savoie*, 1re série, t. VII, pp. 28-40, in-8o, Chambéry.

86. — 1894. — **Bertrand** (M.). — Maurienne et Tarentaise. *B. S. C. G. F.*, C. R. coll. pour camp. 1893, t. VI, no 38, p. 110.

87. — **Græff** (Fr.). — Geologische und petrographische Studien in der Mont Blanc Gruppe. Erster Theil : Die geologischen Verhältnisse des Mont Catogne und der Südostflanke des Mont Blanc Massives. *Berichte der Naturforschenden Gesselschaft zu Freiburg*. Band. IX, heft 2, 40 p., 4 fig., 1 pl. en couleurs.

88. — **Haug** (Em.). — Les régions naturelles de la chaîne des Alpes. *Ann. de Géographie*, t. III, pp. 150-172, avec 1 carte.

89. — **Heim** (Alb.) et **Schmidt** (Ca.). — Geologische Karte der Schweiz, au 50.000e. Bern, 1894.

90. — **Kilian** (W.). — Etudes dans la Savoie, le Dauphiné, le Briançon-

nais et les Basses-Alpes avec la collaboration de MM. Haug, Révil, Paquier, Leenhardt, David Martin, P. Lory. *B. S. C. G. F.*, C. R. coll. camp. 1893, t. VI, n° 38, p. 118.

91. — 1894. — **Laissus** (Dr.). — En Savoie, la Tarentaise. Guide du baigneur, du touriste et du naturaliste. *Ducloz*, in-12°, Moutiers.

92. — **Parona, Sacco et Virgilio**. — Bibliografia geologica del Piemonte. *Boll. della Soc. Geol. Italiana*, vol. XII, fasc. 4.

93. — **Ritter** (Et.). — Rend compte de ses recherches sur la terminaison du massif du Mont Blanc au Sud, et de la chaîne de Belledonne au Nord. *Arch. des Sc. phys. et nat. Genève*, t. XXXII, p. 628.

94. — **Zaccagna** (D.). — Résumé d'observations faites sur le versant occidental des Alpes Graies (Traduction de M. Lachat). *Bull. de la Soc. d'Hist. nat. de Savoie*, 1re série, t. VII, n° 3 et 4, pp. 51-280, 1 pl. hors texte. Chambéry.

95. — 1895. — **Kilian** (W.). — Etudes dans la Savoie, le Dauphiné, le Briançonnais et les Basses-Alpes en collaboration avec MM. Haug, Révil, Leenhardt, David Martin, Lory, Paquier et Sayn. *B. S. S. I.*, 4e série, t. II, pp. 161-167.

96. — **Révil** (J.). — Note sur le vallon de Naves (Tarentaise) et sa prolongation vers le Nord. *B. S. C. G. F.*, C. R. coll. camp. 1894, t. VII, n° 44, pp. 140-143.

97. — **Ritter** (Et.). — Sur la feuille d'Albertville, *ibid.*, p. 144.

98. — 1896. — **Bertrand** (M.). — La Tarentaise au Nord de l'Isère. *Ibid.* C. R. coll. camp. 1895, t. VIII, n° 53, p. 145.

99. — **Haug** (Em.). — Etudes sur la tectonique des Alpes suisses. *B. S. G. F.* (3), t. XXIV, p. 535.

100. — **Id.** — Contribution à l'étude des lignes directrices de la chaîne des Alpes. *Ann. de Géographie*, t. V, pp. 167-178, 1 pl.

101. — 1897. — **Carte géologique détaillée de la France, au 80.000e, feuille n° 169 bis. Alberville.** Explorations et tracés géologiques faits par MM. *Bertrand, Haug, Kilian W., Lugeon, Offret, Paquier, Révil, Ritter.* Ehrardt frères. *Ministère des Travaux Publics*, Paris.

102. — **Lacroix** (Alf.). — Minéralogie de la France et de ses colonies, t. II, gr. in-8°, Béranger. Paris.

103. — 1898. — **Franchi** (Sec.). — Sull' Eta mesozoica della zona delle pietre verdi nella Alpi occidentali. *Boll. d. R. com. geol. d'Italia*, série III, vol. IX, n° 3 et 4.

104. — **Pearce** (Fr.). — Recherches sur le versant sud-est du massif du Mont Blanc. *Arch. des Sc. phys. et nat. Genève*, 4e période, t. VI, pp. 56-89, 134-159, 257-275, 320-339, 9 grav., 2 pl.

105. — 1899. — **Franchi** (Sec.). — Nuove localita con fossili mesozoici nella zona delle pietre verdi presso il colle del Piccolo San Bernardo. *Boll. d. R. com. geol. d'Italia*, anno 1899, série II, vol. X, fasc. n° 4, p. 305.

106. — **Kilian** (W.). — Sur certains points de la structure des Alpes françaises (à propos d'une hypothèse récente). *B. S. G. F.* (3), t. XXVII, p. 126.

107. — 1899. — **Novarese** (V.). — Le Alpi Piemontesi. *Mem. della Soc. geografica italiana*, vol. IX, p. 1, con 4 incisioni nel testo ed una tavola. Roma.

108. — 1900. — **Badoureau**. — Le passé, le présent, l'avenir de l'industrie minérale dans l'arrondissement de Chambéry (Savoie). *Bull. de la Soc. d'Hist. nat. de Chambéry*, 2e série, t. VI, 1899-1900, p. 63.

109. — **Chabrand** (Ern.). — Note sur les gîtes métallifères des Alpes de la Tarentaise et de la Maurienne (Savoie). 1 vol. in-8°, p. 23, *Dunod*. Paris.

110. — **Hovelacque** (M.) et **Kilian** (W.). — Album de microphotographies de roches sédimentaires faites par M. Maurice Hovelacque, d'après les échantillons recueillis et choisis par M. W. Kilian. 1 vol. in-4°, 69 pl. *P. Gauthier-Villars*. Paris.

111. — 1901. — **Franchi** (S.). — Relazione biennale dell' Ispettore-Capo del R. com. geologico. Rilevemento delle Alpi occidentali nel 1899-1900. *Boll. del R. com. geol. d'Italia*, 1901, série IV, vol. II, Parte ufficiale, pp. 35-39.

112. — **Kilian** (W.). — Feuille de Lyon au 320.000e. *B. S. C. G. F.*, C. R. coll. camp. 1900, t. XII, n° 80, p. 70.

113. — **Zaccagna** (D.). — Alcuni osservazioni sugli ultimi lavori geologici intorno alle Alpi occidentali. *Boll. del R. com. geol. d'Italia*, 4e série, vol. II, pp. 4-74.

114. — 1902. — **Id.** — *id.* (suite), *ibidem*, 4e série, vol. III, p. 149.

115. — 1903. — **Franchi** (S.) et **Stella** (A.). — I giacimenti di antracite delle Alpi occidentali italiane. *Mem. descrittive della carta geol. d'Italia*, vol. XII, pp. 24-35.

116. — **Kilian** (W.). — Quelques observations nouvelles en Tarentaise. *B. S. G. F.* (4), t. III, pp. 297-298.

117. — **Id.** — Sur les relations de structure des Alpes françaises avec les Alpes suisses. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXXVII, p. 502 et *T. L. G. G.*, t. VII, p. 72, in-8°. Grenoble.

118 — **Révil** (J.) et **Corcelle** (J.). — La Savoie. Guide du touriste, du naturaliste, de l'archéologue. in-16°. *Collection des Guides Boule*, Masson. Paris.

119. — **Id.** — Notions de géologie appliquées au département de la Savoie, avec un appendice sur les richesses minérales de la région. *Bull. de la Soc. d'Hist. nat. de Savoie*, t. IX, 70 p., 2 pl.

120. — 1904. — **Franchi** (S.). — Ancora sull'eta mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. *Boll. del R. com. geol. d'Italia*, vol. XXXV, p. 125.

121. — **Kilian** (W.) et **Révil** (J.). — Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Contributions à la géologie des chaînes intérieures des Alpes françaises. I. Description orographique et géologique de quelques parties de la Tarentaise, de la Maurienne et du Briançonnais septentrional. *Mém. pour servir à l'explication de la carte géol. détaillée de la France*, 627 p., 110 fig., 11 pl., in-4°. Imprimerie Nationale, Paris.

122. — 1905. — **Carte géologique de la France** au 1.000.000e. Ministère des Travaux Publics.

123. — **Franchi** (S.). — A proposito della riunione in Torino della Societa geologica di Francia nell settembre 1905. *Boll. del R. Com. geol. d'Italia,* t. XXXVI, nº 4, p. 298.

124. — **Kilian** (W.). — Observations de W. Kilian à propos des schistes lustrés. Réunion extraordinaire à Turin et à Gênes de la Société Géologique de France. *B. S. G. F.* (4), t. V, p. 858.

125. — **Kilian** (W.) et **Lory** (P.). — Observations sur le faciès schistes lustrés en Haute-Tarentaise. *Ibid.* (4), t. V, p. 859.

126. — 1906. — **Kilian** (W.) et **Lory** (P.). — Raccordement des zones intra-alpines de la Tarentaise et de la Maurienne avec les bandes analogues des Alpes valaisanes. *B. S. C. G. F.*, C. R. coll. camp. 1905 : Feuille du Grand Saint-Bernard au 320.000e, t. XVI, nº 110, p. 452 ; *T. L. G. G.*, t. IX, 1908-9, 1er fasc., p. 92, 1909 ; *B. S. S. I.* 4e série, t. XI, p. 305, 1910.

127. — **Kilian** (W.) et **Lory** (P.). — Sur l'existence de brèches calcaires et polygéniques dans les montagnes situées au Sud du Mont Blanc. *C. R. Ac. Sc.*, 5 févr. 1906, t. CILII, p. 359 et *T. L. G. G.*, t. VIII, 1er fasc. 1905-1907, p. 25, 1907.

128. — **Kilian** (W.) et **Révil** (J.). — Sur un faciès intéressant du Lias intraalpin, les marbres et brèches, (conglomérats) de Villette en Tarentaise (contribution à l'étude du Lias dans les Alpes françaises). *Association française pour l'avancement des Sc.* Congrès de Lyon, t. XXXV, pp. 300-304. et *T. L. G. G.*, t. IX, p. 202.

129 — **Schmidt** (C.). — Geologische Kartenskizze der Alpen zwischen Saint-Gotthard und Mont Blanc. *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz.* Spezial Karte nº 48.

130. — 1907. — **Franchi** (S.). — Escursioni in Valle d'Aosta. *Boll. Soc. geol. Italiana*, t. XXVI, p. CLVII, 1 pl.

131. — **Franchi** (S.), **Kilian** (W.), **Jacob** (Ch.). — Rapport géologique sur les projets de tunnels à travers la région du Mont Blanc. Polygraphié. Paris, 1907.

132. — **Kilian** (W.). — Feuille de Lyon au 320.000e. *B. S. C. G. F.*, C. R. coll. camp. 1906, t. XVII, nº 115, pp. 139-142.

133. — 1908. — **Carta Geologica delle Alpi Occidentali** al. 400.000e, dedotta dai rilevamenti eseguiti dagli ingegneri del R. corpo delle Miniere dal 1888 al 1906. D. *Zaccagna*, E. *Mattirolo*, V. *Novarese*, S. *Franchi*, A. *Stella. Istitu geografico dott.* G. de Agostini e C. Rema. Roma.

134. — **Franchi** (S.), **Kilian** (W.) et **Lory** (P.). — Sur les rapports des schistes lustrés avec les faciès dauphinois et briançonnais du Lias. *B. S. C. G. F.*, C. R. coll. camp. 1907, t. XVIII, nº 119, pp. 135-141 et *T. L. G. G.*, t. IX, 1er fasc. 1908-1909, p. 191, 1909.

135. — **Girardin** (P.). — Glaciation quaternaire (Savoie). *Revue de Géographie annuelle,* t. II, 1907-08, pp. 691-730. Paris.

136. — **Kilian** (W.) et **Révil** (J.). — Etudes géologiques dans les Alpes

occidentales. Contribution à la géologie des chaînes intérieures des Alpes françaises, II, 1er fascicule. Description des terrains qui prennent part à la constitution géologique des zones intra-alpines françaises (Terrains antéjurassiques). *Mém. pour servir à l'explication de la carte géol. détaillée de la France.*

137. — 1908. — **Kilian** (W.). — Révision des feuilles de Grenoble, Vizille, Vallorcine et Annecy au 80.000e et feuilles de Lyon, Avignon, Nice, Grand-Saint-Bernard au 320.000e. *B. S. C. G. F.*, C. R. coll. camp. 1907, t. XVIII, n° 119, pp. 147-152, 4 fig.

138. — 1909. — **Franchi** (S.). — I terrini secondari a « faciès piemontese » ed i calcari cristallini a crinoidi intercalati nei calcescisti presso Villeneuve, in Valle d'Aosta. *Boll. del R. Com. geol. d'Italia*, vol. XL, n° 4, p. 526.

139. — **Franchi** (S.). — Bibliografia ragionata dei principali lavori concernenti la cronologia dei terreni a « facies piemontese » (Zone des pierres vertes, schistes lustrés, Bündnerschiefer, Schieferhülle). *Ibid.*, pp. 552-591.

140. — **Haug** (Em.). — Caractères stratigraphiques des nappes des Alpes françaises et suisses. *C. R. Ac. Sc.* Séance du 17 mai, t. CXLVIII, p. 1427.

141. — **Kilian** (W.). — Révision des feuilles de Grenoble, Vizille au 80.000e et feuilles de Lyon, Vallorcine, Avignon et Marseille au 320.000e. *B. S. C. G. F.*, C. R. coll. camp. 1908, t. XIX, n° 122, p. 158-166.

142. — **Id.** — Aperçu sommaire de la géologie, de l'orographie et de l'hydrographie des Alpes dauphinoises, 1 vol. in-8°, 3 pl. lithographiées. *Typ. et lith. Allier.* Grenoble.

143. — 1910. — **Id.** — Feuille de Lyon au 320.000e. Question des brèches de Tarentaise et de Maurienne. *B. S. C. G. F.*, C. R. coll. camp. 1909, t. XX, n° 126, p. 555.

144. — **Kilian** (W.) et **Lory** (P.). — Feuille de Lyon au 320.000e. Question des brèches de Maurienne et de Tarentaise. *Ibid.*, C. R. coll. pour camp. 1909, t. XX, n° 126, p. 559-561.

145. — 1911. — **Argand** (E.). — Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. *Matériaux pour la carte géol. de la Suisse*, nouv. série, XXXIe livr., 25 p., 3 pl.

146. — **Id.** — Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants. Essai de carte structurale au 1/500.000e. *Ibid.*, XXVIIe livr., Pl. I, carte spéciale n° 64.

147. — **Id.** — Neuf coupes à travers les Alpes occidentales, interprétées par E. Argand, échelle au 1/400.000e. *Ibid.*, Pl. II, profils accompagnant la carte spéciale n° 64.

148. — **Id.** — Les grands plis couchés des Alpes pennines. Dix-sept profils schématiques à l'échelle au 1/400.000e. Trois stéréogrammes montrant le principe de l'interprétation. *Ibid.*, XXVIIe livr., pl. IV, profils et stéréogrammes accompagnant la carte spéciale n° 64.

149. — **Haug** (Em.). — Traité de géologie, t. II, fasc. III. p. 1476, in-8°, *Masson*. Paris.

150. — 1911. — **Kilian** (W.). — Feuille de Vizille (2e édition) au 80.000e et carte au 320.000e de la région du Sud-Est de la France. *B. S. C. G. F.*, C. R. coll. camp. 1911, t. XXI, n° 132, pp. 139-41, et *T. L. G. G.*, t. X, 2e fasc. 1912-1913, p. 309, 1914.

151. — **Taramelli** (T.), **Parona** (C.-F.). — Sull'età da assegnare alla zona delle pietre verdi nella carta geologica delle Alpi occidentali. *Boll. del R. com. geol. d'Italia*, vol. XLII, anno 1911, fasc. I, Parte ufficiale, p. IX.

151. — 1912. — **Boussac** (J.). — Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique Alpin. *Mém. pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France*, 657 p., 10 pl. en héliogr., 10 cartes hors texte, 170 fig.

153. — **Heim** (Alb.) et **Schmidt** (C.). — Geologische Karte der Schweiz 1/500.000e. Herausgegeben von der geologischen Kommission der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft. Zweite Auflage. *A. Francke*. Berne.

154. — **Kilian** (W.) et **Jacob** (Ch.). — Sur la tectonique des montagnes situées entre le Mont Blanc et le Petit-Saint-Bernard. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLIV, séance du 25 mars, p. 802.

155. — **Id.** — Sur le non parallélisme des zones isopiques et des accidents tectoniques dans les Alpes franco-italiennes et le Valais. *Ibid.*, séance du 1er avril, p. 853.

156. — **Kilian** (W.) et **Pussenot** (Ch.). — Note sur l'âge des schistes lustrés des Alpes franco-italiennes. *Ibid.*, t. CLV, séance du 4 nov., p. 887.

157. — **R. Ufficio Geologico d'Italia.** — Carta geologica al 100.000e. F. 27, Monte Bianco, rilevato degli ing. *S. Franchi*, *A. Stella*. *Istituo Geografico De Agostini*. Novara.

158. — 1913. — **Boussac** (J.). — Observations à propos des brèches de la Tarentaise. Observations à la note de M. Gignoux. *B. S. G. F.*, C. R. s. (4), t. XIII, p. 209.

159. — **Gignoux** (M.). — Sur la question des brèches de la Tarentaise. *B. S. G. F.*, C. R. s. (4) t. XIII, p. 209, et *T. L. G. G.*, t. XI, 1er fasc. 1914-15, p. 23, 1916.

160. — **Id.** — Feuille de Lyon au 320.000e. *B. S. C. G. F.*, C. R. coll. camp. 1912, p. 101, et *T. L. G. G.*, t. X, 2e fasc. 1912-1913, p. 331, 1914, et *B. S. S. I.*, 4e série, t. XII, p. 217, 1913.

161. **Kilian** (W.). — Sur la bathymétrie des mers liasiques dans les Alpes occidentales et sur le Lias de la région delphino-provençale. *C. R. du Congrès des Soc. Savantes* en 1913, p. 157.

162. — **Kilian** (W.) et **Pussenot** (C.). — La série sédimentaire du Briançonnais oriental. *B. S. G. F.* (4), t. XIII, p. 17.

163. — **Kilian** (W.) et **Révil** (J.). — Les dépôts liasiques dans les Alpes franco italiennes. *B. S. G. F.*, C. R. s. (4), t. XIII, p. 121.

164. — **Sacco** (Fr.). — Les Alpes occidentales. Schéma géologique, 1 vol. in-4o, 196 p., 1 carte géol., 1 carte tectonique et 1 pl. de coupes géol. *Imprimerie du Collège des Artigianelli*. Turin.

165. — 1914. — **Gignoux** (M.). — Feuille de Lyon au 320.000e. Question des brè-

ches de Tarentaise. *B. S. C. G. F.*, C. R. coll., camp. 1913, t. XXIII, nº 136, p. 107, et *T. L. G. G.*, t. XI, 1er fasc. 1914-1915, 1916.

166. — 1914. — **Mougin** (P.). — Les torrents de la Savoie. 1 vol. in-8º, 1251 p., 100 photogr. *Grands Etablis. de l'Imprim. Générale*, Grenoble.

167. — **Pussenot** (Ch.). — Feuille de Lyon au 320.000e. Schistes et brèches de l'Aiguille du Grand Fond. *B. S. C. G. F.*, C. R. coll. camp. 1913, t. XXIII, nº 136, p. 121.

168. — **Id.** — Sur les brèches polygéniques et les calcaires du Lias inférieur de la Tarentaise. *B. S. G. F.*, C. R. s. (4), t. XIV, p. 12.

169. — 1916. — **Argand** (Em.). — Sur l'Arc des Alpes occidentales. *Eclogæ Geologicæ Helvetiæ*, vol. XIV, nº 1, juil. 1916, in-8º, Lausanne.

170. — **Franchi** (S.). — Se l'Eocene sia rappresentato nella sinclinale di Courmayeur. *Boll. della Soc. geol. Italiana*, vol. XXXV, fasc. 1, p. XLV.

171. — **Kilian** (W.) et **Révil** (J.). — Sur les brèches (conglomérats) de Tarentaise. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXIII, séance du 13 nov., p. 552.

172. — **Id.** — Sur les discontinuités de sédimentation et les niveaux de brèches dans les Alpes françaises. *Ibid.*, séance du 4 déc., p. 685.

173. — 1917. — **Id.** — Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Contributions à la géologie des chaînes intérieures des Alpes françaises, t. II, 2e fascicule : Description des terrains qui prennent part à la constitution géologique des zones intraalpines françaises (suite). Système Jurassique. *Mém. p. serv. à l'expl. de la carte géol. dét. de la France.*

174. — 1918. — **Blanchard** (R.). — Comparaison des profils en long des vallées de Tarentaise et de Maurienne. *Ann. de l'Université de Grenoble*, vol. XXX, pp. 169-239, Allier Frères, Grenoble, et *Recueil des Travaux de l'Institut de Géographie alpine* (*Revue de géographie alpine*), t. VI, pp. 261-332. Grenoble.

175. — **Kilian** (W.) et **Révil** (J.). — Etudes sur la période pléistocène (quaternaire) dans la partie moyenne du Bassin du Rhône. *Ibid.*, t. XXIX, pp. 151-235, 309-329 ; t. XXX, 1918, pp. 307-366 ; *Bull. Soc. hist. nat. Savoie*, t. XVIII, 1916-18, p. 1-102 et *T. L. G. G.*, t. XI 1916-1917.

176. — 1919. — **Id.** — Les schistes lustrés des Alpes françaises. *B. S. S. I.* 4e série, t. XIV, pp. 283-317 ; *T. L. G. G.*, t. XII, 1er fasc., 1917-1918.

177. — 1920. — **Termier** (P.) et **Kilian** (W.). — Le lambeau de recouvrement du Mont Jovet en Tarentaise, les schistes lustrés au nord de Bourg-Saint-Maurice. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXI, p. 1100.

178. — **Id.** — Sur l'âge des schistes lustrés des Alpes occidentales. *Ibid.*, p. 1348.

179. — 1921-22. — **Heim** (Alb.). — Geologie der Schweiz. Band II, Die Schweizer Alpen. 2 vol. in-8º, 1018 p., 249 fig., 23 tableaux, 36 pl. *Tauchnitz*, Leipzig.

180. — 1921. — **Kilian** (W.). — Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Savoie. *B. S. G. F.*, C. R. s. (4), t. XXI, p. 185.

181. — 1921. — **Kilian** (W.). — Les régions jurassienne, subalpine et alpine : Aigue-blanche, compte rendu de l'excursion du 19 septembre. Réunion extraordinaire de la Soc. géol. de France du 14 au 20 sept. 1921, p. 56, *Soc. Géol. Fr.*, Paris.

182. — **Révil** (J.). — Livret guide de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Savoie, 14 au 20 septembre 1921, in-8°, *Imprimeries Réunies*, Chambéry.

183. — 1922-23. — **Kilian** (W.) et **Nicaud** (O.). — Répertoire de la bibliographie géologique du Sud-Est de la France (Alpes françaises et Provence). *T. L. G. G.* 1919-1922, t. XII, 3e et dernier fasc. et 1923, t. XIII, 1er fasc.

184. — 1923. — **Kober** (L.). — Bau und Entstehung der Alpen, 1 vol. in-8°, 283 p., 102 fig., 8 pl. Berlin.

184 *bis*. — **Staub** (R.). — Tektonische Karte der Alpen, au 100.000e. *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz*, N. F. Lief, t. II.

185. — 1924. — **Kilian** (W.). — Observations, études et révisions effectuées au cours de la campagne 1924. Révision de la feuille d'Albertville. *B. S. C. G. F.*, C. R. coll. camp. 1924, t. XXIX, n° 158, p. 79.

186. — **Roch** (Ed.). — Révision de la feuille d'Albertville au 80.000e. *Ibid.*, p. 49.

187. — **Schœller** (H.). — Observations en Tarentaise. *B. S. G. F.*, C. R. s. (4), t. XXIV, p. 172.

188. — **Staub** (R.). — Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. *Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz* N. F. Lief. 52, VI + 272 p., 32 pl.

189. — 1925. — **Franchi** (S.). — Quesiti geologici nelle Alpi Cozie Franco-Italiane : I dati stratigrafici e paleontologici fondamentali per l'età secondaria dei calcescisti e l'ipotesi di un grande carreggiamento della massa di questi nelle Alpi franco-italiane. *Rendiconti della R. Acc. nazionale dei Lincei, class. di sc. fis. nat.*, s. VI, vol. I, 1er sem , fasc. 6 et 8, et *Boll. del R. Ufficio geol. d'Italia*, vol. LI, n° 7, p. 1, 1926.

190. — **Haug** (Em.). — Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. *B. S. G. F.* (4), t. XXV, 2 tabl., pp. 97-244.

191. — **Hermann** (F.). — La struttura delle Alpi occidentali (con 2 tavole). *Atti della Soc. Italiana di Sc. Naturali*, vol. LXIV, p. 239-249.

192. — **Moret** (L.). — Enquête critique sur les ressources minérales de la Province de Savoie (précédée d'une esquisse géologique). 1 carte, 8 pl., 3 fig., 201 p. *Ann. de l'Université de Grenoble*, 1925 et *B. S. S. I.*, 1925.

193. — **Révil** (J.). — Hydrogéologie des massifs Savoisiens (Savoie, Haute-Savoie), 1 br. in-8°, 164 p., *Imprimeries Réunies*, Chambéry et *Bull. de la Soc. d'Hist. nat. de Savoie*, 3e série, p. 1, t. XX, 1925.

194. — **Roch** (Ed.). — Révision de la feuille d'Albertville au 80.000e. *B. S. C. G. F.*, C. R. coll. camp. 1923, t. XXVIII, n° 155, p. 8.

195. — **Gignoux** (M.). — Géologie stratigraphique. 1 vol. in-8°, 588 p., 124 fig. *Masson*, Paris.

196. — 1926. — **Roch** (Ed.). — Etudes stratigraphiques et tectonique des environs de Moutiers (Savoie). *B. S. C. G. F.*, t. XXIX, nº 160, p. 181.

197. — **Staub** (R.). — Der Bau der Alpen, Blatt 2, Westalpen, querprofile 1/500.000e. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*. N. F. Lief. 52.

198. — 1927. — **Franchi** (S.). — Sui profili geologici attraverso la zona di Courmayeur e la supposta falda di ricoprimento del Gran San Bernardo. *Boll. della Soc. geol. italiana*, vol. XLVI, fasc. 2, p. 201.

199. — **Gignoux** (M.). — La réunion de la Société géologique italienne en 1927 dans la vallée d'Aoste. *B. S. G. F.*, C. R. s. nº 16, p. 201.

200. — **Schœller** (H.). — La nappe de l'Embrunais en Tarentaise, au Nord de l'Isère et son prolongement en Italie et en Suisse (note préliminaire). *B. S. G. F.* (4), t. XXVII, pp. 77-88.

201. — **Id.** — La nappe de l'Embrunais et le bord externe de la nappe du Briançonnais (zone du Galibier) suivis de France en Suisse. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXV, séance du 19 déc., p. 1497.

202 — **Stella** (A.). — Sezioni geologiche attraverso l'Alta Valle di Aosta. *R. Ufficio geol.* Roma.

203. — 1928. — **Schœller** (H.). — Caractères stratigraphiques de la nappe de l'Embrunais et du bord externe de la nappe du Briançonnais au Nord de la région du Pelvoux. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXVI, séance du 3 janv., p. 91.

204. — **Termier** (P.). — Le pays de nappes des Alpes françaises. *Ibid.* t. CLXXXVI, séance du 16 janv., p. 113.

205. — **Schœller** (H.). — Deux questions au sujet des régions frontales des Pennides entre la France et le Valais. *B. S. G. F.*, C. R. s. (4), t. XXVIII, p. 42.

206. — **Moret** (Léon). — Notice explicative d'une carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes, à l'échelle du 200.000e, 42 p., 1 carte tectonique, 1 pl. de coupes. *Extr. des Ann. de l'Université de Grenoble* (Section Sciences Médecine), 3e et 4e trimestre 1927. Grenoble.

206 *bis*. — **Id.** — Carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes au 200.000e. *Librairie Dardel*, Chambéry.

CHAPITRE II

HISTORIQUE

Comme on a pu en juger d'après la longueur de la liste bibliographique, la nappe de l'Embrunais a fait l'objet de très nombreuses observations. Aussi, ne faut-il pas s'étonner de l'extension donnée à cet historique. J'ai voulu mettre en relief le travail des nombreux géologues qui l'ont parcourue et qui se sont attachés aux problèmes difficiles qui se posaient en une région si aride au point de vue géologique. Et parmi eux, il y a de grands noms. Ne citerais-je que les de Saussure, les Brochant de Villiers, les de Mortillet, Favre, Ch. Lory, Marcel Bertrand, W. Kilian, Pierre Termier.

Les problèmes n'ont pas manqué. Et il n'est pas rare que la solution qui, au premier abord, paraissait toute nouvelle, n'ait été aperçue, déjà, par des devanciers. Deux fois, la Tarentaise a stimulé l'ardeur des géologues aux recherches dans les Alpes entières : la première, sous la vigoureuse impulsion donnée par le célèbre mémoire de Brochant de Villiers ; la seconde, grâce à l'étrange anomalie de Petit-Cœur qui divisa les géologues en trois clans et passionna l'époque. La géologie de cette localité, quoique étrangère à notre travail, eut des effets directs sur celle de la région étudiée ici.

Que sont ces quelques pages pour rappeler la somme considérable des travaux qu'ont fournis nos prédécesseurs aux noms souvent si éclatants? Elles permettront cependant d'éviter, peut-être, des recherches fastidieuses aux lecteurs qui désireraient connaître certains des travaux qui ont précédé ce présent ouvrage.

Durant la première période, les naturalistes étudièrent un pays neuf, à peu près vierge de toutes observations géologiques. Ils cherchèrent à reconnaître dans les Alpes les principales divisions stratigraphiques, distinguées ailleurs en Europe. Les méthodes étaient simples, — superposition des couches — les mêmes que celles qui, sur les aires épicontinentales, ont servi à établir la stratigraphie : les Alpes ne formaient simplement qu'une chaîne ancienne centrale, contre laquelle s'appuyaient des terrains de plus en plus récents.

C'est ainsi que se découvrent d'abord les terrains primitifs et les terrains secondaires, puis les terrains de transition, enfin le Houiller, le Lias, le Jurassique, et bien plus tard le Trias. Mais bientôt, la présence insolite, côte à côte, de

fossiles d'âge très différent, vint troubler la marche normale de la construction de la stratigraphie. C'est l'histoire bien connue de Petit-Cœur, localité où des plantes houillères et des bélemnites liasiques avoisinaient. Deux hypothèses se présentèrent alors : ou bien les couches des Alpes sont liasiques, ou bien elles sont carbonifères ; d'où la division des géologues en deux principaux camps opposés ; ils se livrèrent une âpre lutte. La tectonique vint bientôt tout éclaircir. Ce fut le départ de la véritable stratigraphie. Il y eut naturellement des retardataires.

De Mortillet reconnut la présence de terrains nummulitiques : Ce fait était demeuré jusqu'ici inaperçu. Puis ce fut l'œuvre de Ch. Lory. Tous les terrains de la nappe de l'Embrunais étaient triasiques ; longue erreur qui domina, une trentaine d'années, la géologie des Alpes. Son origine fut encore l'ignorance où l'on était de la tectonique. Bientôt les recherches de Kilian et Révil détruisirent brusquement ces conceptions. La stratigraphie s'établit normalement, progressivement. Ces auteurs y découvrent à nouveau, même du Nummulitique. De son côté, un peu plus tard, Franchi étudie le prolongement de la Tarentaise, en Italie, et y trouve des fossiles liasiques. Deux courants d'opinions, alors, se créent, puis ne tarderont pas à s'opposer. Les schistes lustrés et les brèches de la frontière franco-italienne appartiennent partiellement ou en totalité au Nummulitique pour qui vient du Sud, en particulier de la Tarentaise au Sud de l'Isère où les mêmes faits et choses s'observent. Ils sont exclusivement liasiques pour qui vient du Nord où des bélemnites se trouvent dans les schistes lustrés.

Ces deux courants s'affrontent sans que jamais il y ait lutte positive. Les faits décisifs manquant, aucun n'est arrivé définitivement à surmonter l'autre. Tantôt l'un, tantôt l'autre l'ont emporté et quelques fois se sont joints pour donner une solution mixte. Ne considérant que les faits établis connus jusqu'au moment où j'ai entrepris mon travail, il eût certainement fallu suivre le courant de Franchi pour qui tous les schistes lustrés entre le col de la Seigne et celui du Petit-Saint-Bernard appartiennent au Lias.

PÉRIODE DES PREMIÈRES RECHERCHES

Saussure (1779) [1] le premier, a donné une description vraiment géologique et précise d'une partie de la région qu'il a parcourue lors de ses voyages autour du Mont Blanc.

Il ne distinguait encore que les terrains primitifs et les terrains secondaires, qui tous deux pour lui s'étaient formés sous les eaux. La description qu'il donne des environs du Bonhomme, des Chapieux et du col de la Seigne, a gardé toute sa valeur. Il observa, sur la route des Mottets au col de la Seigne, les brèches qui forment, sur la droite lorsque l'on monte, un petit abrupt. Il en donne une description très minutieuse. Il remarqua la nature des éléments,

celle de leur ciment ; et la forme aplatie des galets lui suggère l'idée d'une compression. Mais il ne l'admet pas parce qu'il n'en aperçoit aucun autre vestige. Voici ce qu'il dit : « Je croirois plutôt que ces fragmens ont appartenu à « des couches très minces ; qu'ils ont été arrondis sous les eaux, par le roulis et « le frottement ; qu'ensuite lorsqu'ils ont été successivement charriés et déposés « par les eaux, ils ont pris l'assiette horizontale que leur pesanteur les contrai- « gnoit à prendre ; et qu'enfin les éléments de pierre calcaire qui forment le « fond de la brèche, et qui étoient déposés en même temps qu'eux, ou alternati- « vement avec eux, les ont enclavés et retenus dans cette position » (Vol. II, p. 271).

De Saussure rapporte ces brèches aux terrains secondaires ainsi que les couches qui se trouvent au Sud du col de la Seigne et qui sont formées de Flysch.

Alors que de Saussure apportait dans ses voyages des préoccupations purement scientifiques et philosophiques, les géologues qui l'ont suivi se sont appliqués à rechercher surtout les substances minérales et en particulier celles qui pouvaient présenter une utilité. Nicolis di Robiland (1786) [2], Coquebert (1795) [3], Lelivec (1806) [4] et [6], Hassenfratz (1805) [5] ont donné, soit des statistiques, soit des descriptions minéralogiques.

Verneilh (1807) [7], après eux, apporta une statistique intéressante mais en partie copiée sur celle de Lelivec ; il fit également quelques remarques sur des poudingues de la route des Chapieux, qui pour lui sont des roches primitives.

Brochant de Villiers (1808) [8], alors professeur à l'Ecole des Mines de Peisey, parcourut beaucoup la région où ses fonctions l'appelaient. Aussi devons-nous à ce savant des observations qui, au début du XIX^e^ siècle, ont attiré fort longtemps une grande attention sur la géologie de la Tarentaise. Dans un mémoire daté de 1808, il indique que toutes les roches de cette région appartiennent aux terrains de transition (Uebergangsgebirge) que Werner, ce grand chef d'école, avait distingués entre les terrains primitifs (Urgebirge) et les terrains secondaires (Flötzgebirge).

Brochant de Villiers était un observateur très attentif. Aussi, peut-on rapprocher [1] la plupart des terrains qu'il distingua, des formations connues actuellement ; mais comme ses dénominations s'appliquent plutôt à des roches qu'à des

[1] C'est ainsi qu'on peut reconnaître les quartzites triasiques dans son « quartz compact », les calcaires du même âge dans le « calcaire compact ordinairement jaunâtre, rarement gris mélangé quelquefois de cristaux de feldspath et de quartz sous forme de porphyroïde ».

Brochant de Villiers fait rentrer le calcaire de Villette dans son « poudingue calcaire à pâte grenue et fragments compacts ». Il distinguait également un « Poudingue quartzeux à pâte de schistes micacés et fragments de quartz, schiste micacé, schistes argileux et autres roches primitives ». On les trouve au Bonhomme, à Montagny et ailleurs à Vallorsine, et à Martigny. Il comprend donc les grès singuliers de la base du Lias et les conglomérats houillers. Peut-être y rangeait-il aussi certains conglomérats polygéniques nummulitiques. On reconnaît notre Flysch dans son « calcaire grenu, tantôt en masse, tantôt veiné et même schisteux, presque toujours mélangé de talc ou de mica en paillettes ou fibreux, souvent de quartz en grains quelquefois visibles, quelquefois tacheté ou glanduleux. C'est la roche la plus commune dans la Tarentaise et celle qui forme les plus grandes masses ».

terrains tels que nous les comprenons aujourd'hui, les comparaisons que l'on peut faire ne sont vraies que dans l'ensemble. Brochant de Villiers est également le premier auteur qui se soit vraiment occupé de la région, qui l'ait étudiée avec soin sur une grande surface et non le long d'un itinéraire.

Voici comment il déduisit la présence des terrains de transition. Certains terrains de la province de Tarentaise présentent, dit-il, les caractères très nets des terrains primitifs, d'autres, parmi lesquels les conglomérats, les brèches et les schistes à plantes, présentent ceux de terrains non primitifs. Il observa l'association de toutes ces roches, et, de là, il conclut à leur âge de transition puisqu'elles offrent tout à la fois des caractères de terrains primitifs ainsi que des fossiles et des conglomérats.

On sait quel enthousiasme et quelles critiques suivirent cette note de Brochant de Villiers. Elle parut, en effet, à un moment où l'on regardait la partie centrale des Alpes comme entièrement primitive. Ce fut donc une nouvelle tout à fait sensationnelle que celle de ce rajeunissement des terrains. Et pourtant avant lui, de Saussure considérait ces parties comme secondaires, et de même des géologues suisses avaient fait des tentatives, plus ou moins heureuses, de subdivisions en terrains de transition et en terrains secondaires dans les Alpes septentrionales. Ces idées parurent toutes neuves aussi, malgré les recherches d'Héricart de Tury [1].

Quoi qu'il en soit, Brochant par son travail « eut le mérite d'avoir hâté les progrès ultérieurs en achevant de détruire les anciennes convictions au sujet des Alpes centrales » (Fournet).

Aussi cette note fut le point de départ d'autres travaux dans les Alpes; notamment de ceux d'Omalius d'Halloy qui reconnut les terrains de transition dans la région du Col de Tende, par une comparaison avec ceux de Tarentaise [2].

Les observations de Brochant de Villiers (1817) [8] furent quelques années plus tard confirmées par la découverte faite à Paris d'un nautile dans le « marbre de Villette » d'une table. Cette observation de Brochant de Villiers « a amené, dit Studer [3], à distinguer dans les terrains de transition des Alpes deux terrains dont, l'un plus ancien, est le plus cristallin, et l'autre plus moderne, est composé de roches de sédiment ».

Buckland [10] parcourut la région et, en 1821, établit deux subdivisions dans le calcaire alpin. Il compare les terrains des Alpes à ceux d'Angleterre ; et notamment les couches de Tarentaise que Brochant de Villiers avait décrites, aux grauwackes qui dans le Pembrokeshire et près de Killaway alternent avec des conglomérats. Les conglomérats de Vallorsine, du Petit Saint-Bernard et

[1] Héricart de Tury, Mémoires sur l'Anthracite (de l'Oisans), Anthracite du Clot du Chevalier, etc. *Journ. des Mines*, t. XIV, n° 81, p. 161, 1803.

[2] Omalius d'Halloy, Notice géologique sur la route du Col de Tende dans les Alpes, précédée de considérations sur les terrains intermédiaires. *Journ. des Mines*, t. XXVIII, n° 165, p. 169, 1810.

[3] Studer B., Essai sur la géologie des Alpes suisses occidentales, *B. S. G. F.* (1), t. VII, p. 233.

ceux de la Tarentaise appartiennent donc encore aux terrains de transition. Ce qu'écriront de nombreux auteurs après lui.

Quant à Backewell (1823) [11], il attribue, avec justesse, l'anthracite des Alpes au Houiller, et les calcaires alpins au Lias ; seul, Héricart de Thury, avant lui, avait placé le terrain anthracifère dans le Primaire. Et l'on verra qu'ils sont en cela des précurseurs, car, longtemps après eux, les auteurs resteront dans des voies erronées.

Ducrotoy de Blainville (1827) [12] (p. 117) eut l'occasion d'examiner « des roches de calcaire parfaitement cristallisé de la Tarentaise, qui sont lardées (c'est le terme, tant il y en a en certains endroits) de bélemnites indubitables, quoique la plupart du temps elles aient perdu leur structure fibreuse pour prendre la structure cristalline de la roche qui leur sert de gangue. Ces bélemnites, dit-il, me paraissent même appartenir à l'espèce que j'ai nommée *B. bisulcatus* ; mais c'est ce que je ne voudrais pas assurer positivement, parce que je n'ai pu réussir à en trouver un échantillon qui m'ait offert les caractères de cette espèce d'une manière tout à fait évidente ». Ce calcaire semble bien se rapporter à celui de Villette, et en cela je ne fais que suivre Alph. Favre (1867, t. III, p. 205). Pour de Blainville, *B. bisulcatus* est caractéristique du Blue Lias.

Borson (1829-1834) [13, 15] complèta la très courte liste des fossiles trouvés par Brochant de Villiers dans le calcaire de Villette, ce qui renforça encore l'attribution des roches de Tarentaise aux terrains de transition. Puis il donna un catalogue raisonné [14] de la collection minéralogique de Turin, où les roches et fossiles de Tarentaise sont mentionnés.

PÉRIODE DE L'INFLUENCE DE PETIT-CŒUR

Nous entrons maintenant dans la période pendant laquelle E. de Beaumont eut une influence si mauvaise sur la géologie alpine, et cela parce que son nom possédait un si grand éclat. On sait qu'il rangeait les couches houillères dans le Lias, à la suite des observations faites au gîte si mémorable de Petit-Cœur [1]. Ce n'est pas ici la place de faire un historique des débats qui eurent lieu et qui dominèrent la géologie d'une époque, pendant laquelle la discorde la plus grande régna parmi les géologues. Studer pendant un certain temps, Sismonda, se rangèrent à l'opinion du chef d'école. Voltz, Gueymard, Dausse [2] qui sépara nettement les grès à anthracite des calcaires à bélemnites, et Scipion Gras s'opposèrent à ces vues erronées.

[1] Elie de Beaumont, Notice sur un gisement de végétaux fossiles et de Bélemnites, situé à Petit-Cœur, près Moutiers en Tarentaise (*Annales des Sciences naturelles*, t. XVI, p. 113, 1828).

[2] Dausse, Sur la forme et la constitution de la chaîne des Rousses en Oisans. *Mém. Soc. Géol. France*, t. II, n° 2, 6, 1837.

Avec Sismonda (1836) [16], les recherches se multiplient. Il se fait un progrès certain dans la géologie des Alpes Graies. L'auteur rajeunit les terrains, mais assez malheureusement, car tous ceux de notre région sont attribués au Jurassique supérieur, sans raison d'ailleurs : le Houiller, malgré la présence de plantes qui trahissent son âge, les gypses qui ne sont pour l'auteur que des calcaires modifiés par des émanations sorties des profondeurs de la terre, les couches liasiques ainsi que celles que j'ai déterminées comme du Nummulitique. On remarquera, en compensation, dans ce mémoire, un essai de tectonique.

En 1838, par contre, Mgr Rendu [17], dans une courte description géologique de la Savoie, range encore tous nos terrains parmi ceux de transition. Et il y remarque notamment « des agglomérats dont les éléments sont primitifs, tantôt en cailloux roulés, tantôt en petits fragments que l'on croirait formés par cristallisation ».

Elie de Beaumont et Dufrénoy (1840) [18], publièrent la carte géologique de France au 500.000e. Naturellement les erreurs dues à l'anomalie de Petit-Cœur s'y trouvent. Tout est Jurassique. On y voit, de Moutiers à Villette, des affleurements de Jurassique modifié, comme dans toute la région située au N. du Versoyen et du Torrent des Glaciers.

Sismonda (1841) [19] publia un important mémoire sur les terrains stratifiés des Alpes. Dans les zones internes entre le Saint-Gothard et les Apennins, il distingua des terrains liasiques inférieur et supérieur, l'Oolithique inférieur, des équivalents de l'Oxfordclay, de l'argile de Kimmeridge, de l' « oolite de Portland » et du Coral Rag !

Dans ce mémoire, une coupe intéresse particulièrement notre région. Elle est menée de Naves à Aime. Les mauvaises proportions, relatives à l'épaisseur des terrains, la traduction défectueuse de la morphologie, rendent, au premier abord, les comparaisons peu faciles. Pour l'auteur, la série est régulière depuis les terrains primitifs situés à l'Ouest de Petit Naves, jusqu'aux environs d'Aime. Les couches sont superposées là stratigraphiquement avec la succession normale suivante à partir du terrain cristallin : 1° Lias inférieur correspondant à la zone dauphinoise ; 2° Lias supérieur comprenant des poudingues [1] de la nappe de l'Embrunais ; 3° de l'Oolithique inférieur, formé de schistes métamorphisés et du calcaire de Villette appartenant encore à la nappe de l'Embrunais ; 4° l'Oxfordien succédant normalement : c'est le Carbonifère de la zone du Briançonnais.

Ces conclusions furent reprises par Chamousset (1844) [20] au cours d'une

[1] Sismonda donna une description assez détaillée de ces poudingues : « Il cemento di questo poddinga al solito è bigio scuro, con struttora cristallina. Molti ciattoli sono ancor essi di calcare, ma compatto granoso, come quello che si trova nel liasse inferiore. Agglomera eziando scisti talcosi ed altre qualità di roccie del terreno primitivo tracui riconobi il granito ; vene di calcare spatico serpeggiano percosi fatta poddinga e talme ne dividono pur anche i ciattoli, e le due ». I bianchi di questa poddinga sono puittosto grossi, e comparzono una parte del terreno liassico superiore aumentato da strati di calcare cristallino che diquando inquando vi sono frapposti ».

excursion faite en Tarentaise par la Société Géologique de France lors de sa réunion extraordinaire à Chambéry.

De même que Sismonda, Scipion Gras (1844) [21], ne connaît pas la tectonique; la stratigraphie est ainsi faussée de la même manière. Nous ne retiendrons de l'ouvrage de cet auteur que le fait suivant : une partie des terrains de notre région appartient à son anthraxifère inférieur et une autre partie à son anthraxifère supérieur. Il ne se prononce pas définitivement sur l'âge de ces terrains, mais il pense qu'on pourrait les ranger dans le Houiller, époque à laquelle auraient vécu des animaux qui sont généralement propres au Lias.

La même année Sismonda (1844) [22] fait quelques observations sur une carte géologique des Etats Sardes ; il reprend des idées qu'il avait déjà exprimées.

Sur une autre carte géologique, due à H. de Collegno [23], notre région est marquée en terrain secondaire. Les micaschistes d'Hautecour sont déjà indiqués mais avec une extension trop grande.

Nous avons bien ensuite un travail de Fournet (1849) [24], donnant quelques indications sur la Tarentaise, mais celles-ci sont tirées pour la plus grande partie du travail de Sismonda. Les descriptions y sont toutefois plus précises. Il montre notamment que les conglomérats se chargent vers le haut de schistes cristallins et de granite.

L'auteur de la découverte du Trias dans les Alpes occidentales, Fournet [1] (1850) [25], étend le domaine de ce terrain, mais en dehors de la région étudiée ici. Toutefois, dans cet ouvrage, il classe le Flysch des environs des Chapieux dans la catégorie des roches que Guyot a dénommées « pennines » et qui sont les schistes lustrés des Alpes occidentales. Fournet n'est pas fixé quant à leur âge. Il croit que ces roches pennines sont carbonifères ou plus anciennes.

Sur cette même région des Chapieux et du col de la Seigne, Studer (1850-53) [26-27] nous fournit quelques renseignements. Il observa notamment, près des Chapieux, des conglomérats qui pour lui ressemblent au Verrucano.

En 1852, on a bien encore des observations de Sismonda [28], mais qui font double emploi avec celle de ses prédécesseurs.

Entre temps, paraît la carte de B. Studer et de Escher de la Linth (1853) [29], sur laquelle à peu près toute la zone de la nappe de l'Embrunais, en Tarentaise au Nord de l'Isère, est indiquée en Houiller, sauf le massif de la Pointe de Mya, et les environs du cormet d'Arèches attribués au Verrucano et sauf quelques affleurements de gypse. Au Sud de la ligne joignant le Crêt du Rey et Villette, tout, de même que le monticule du Châtelard près de Bourg-Saint-Maurice, est marqué en Jurassique.

Scipion Gras (1854) [30] précise ses vues dans son important *Mémoire sur le terrain anthraxifère des Alpes de la France et de la Savoie*. Comme aupar-

[1] Fournet J., Note sur le développement du Muschelkalk dans les parties sud-est et sud-ouest de la France. *Ann. Soc. d'agricul. et d'hist. nat. de Lyon*, t. VI, séance du 20 janvier 1843.

avant, il appuie son travail sur « l'observation directe de la superposition et de la continuité des couches ». Comme Elie de Beaumont et Sismonda, il part des terrains cristallins et se dirige vers l'intérieur des Alpes ; et toutes les couches qu'il rencontre ainsi, sont de plus en plus récentes. Comme ces auteurs, il n'entrevoyait pas la tectonique ; et c'est là, la source de toutes les erreurs.

Petit-Cœur, au début de la série stratigraphique, tout proche du terrain cristallin, est donc à la base du terrain anthraxifère.

Il conçoit la géologie de ce segment des Alpes de la façon suivante :

La zone dauphinoise correspond au terrain anthraxifère inférieur, la nappe de l'Embrunais au 1er étage du terrain anthraxifère supérieur, la zone houillère de la nappe du Briançonnais au 2e étage. Les 3e et 4e appartiennent à des zones plus internes. Le terrain anthraxifère, dit-il, « se distingue des formations jurassiques par des différences nombreuses » ; comme précédemment, il ne peut encore le fixer d'une manière définitive dans l'échelle stratigraphique. Il trouve qu'il a beaucoup plus de rapports avec les terrains primaires qu'avec les terrains secondaires.

Entre le col du Bonhomme et Bourg-Saint-Maurice, il note, dans le premier étage de l'anthraxifère supérieur, quatre assises appuyées les unes contre les autres. Les deux premières comprennent l'autochtone et le massif de la Pointe de Mya appartenant à la nappe de l'Embrunais ; la troisième, le Flysch depuis le banc de brèches des Chapieux jusques et y compris les conglomérats de Crêt Bettex ; le quatrième va de là jusqu'au Houiller de Bourg-Saint-Maurice, constitué, ainsi, par le Flysch du restant de la nappe de l'Embrunais et ce que j'appelle la zone du Petit-Saint-Bernard.

PÉRIODE DE DE MORTILLET, PUIS DE CH. LORY

La tectonique commence cependant à faire son apparition. Sharpe (1856) [31], nous donne quelques observations à ce sujet sur les environs des Chapieux. Notamment, il fait passer l'axe anticlinal central du Mont Blanc entre le Bonhomme et les Chapieux, c'est-à-dire à peu près par le Massif de la Pointe de Mya.

Si intéressantes que soient toutes les considérations précédentes, elles ne marquèrent aucun progrès de la géologie de la région. Il n'en est pas de même des observations de G. de Mortillet (1858) [33] qui ne furent pas appréciées à leur juste valeur et dont certaines furent méconnues, même de ceux qui s'occupèrent le plus de la nappe de l'Embrunais en Tarentaise.

D'abord dans sa géologie et sa minéralogie de la Savoie, outre quelques indications minéralogiques, généralement empruntées aux statistiques précédentes, on trouve des observations fort intéressantes sur les conglomérats tertiaires. Déjà, il montra « que ce poudingue s'est formé après la première altération d'une partie des roches liasiques. Il est donc, suivant toutes probabilités, pos-

térieur à l'époque liasique elle-même ». Mais n'ayant trouvé aucun fossile il n'ose l'attribuer avec précision. Toutefois il tombe dans l'erreur lorsqu'il la compare à une formation lacustre [1]. Dans ce même ouvrage, de Mortillet donne des observations remarquables sur le métamorphisme des couches, expliquant pourquoi les fossiles ont disparu à l'Est des chaînes cristallines.

Ensuite, ayant rapidement examiné l'ouvrage d'Alph. Favre (1859) sur les terrains liasiques et Keuperiens de la Savoie [34], dans lequel on ne trouve que fort peu de renseignements, telle l'attribution au Trias des couches de gypses et de cargneules du col de la Seigne et au S. du « Chapiu », ensuite, dis-je, si l'on consulte le numéro du 15 août 1861 de la *Revue Savoisienne* [35] on y trouve une conception de G. de Mortillet, digne du plus vif intérêt. Renouvelée plus tard, en 1893, par W. Kilian et Révil, depuis, elle ne cessa d'être reprise positivement ou négativement. Cette question est précisément celle qui fait l'objet principal de la thèse que je soutiens ici. J'ajouterai que cet article a jusqu'ici été complètement méconnu, même de W. Kilian et J. Révil qui, en 1893, crurent être les auteurs de la découverte des dépôts tertiaires en Tarentaise au Nord de l'Isère :

On sait qu'en 1859 [2], le poudingue des Aiguilles d'Arves et les grès qu'ils supportent avaient été rapprochés par Ch. Lory des assises du Nummulitique, et que ce rapprochement avait été confirmé par la découverte de vraies Nummulites à Montricher par Pillet et Coche [3], le 20 août 1859, c'est-à-dire deux ou trois mois plus tard. Mortillet compara alors les poudingues de la Tarentaise à ceux des Aiguilles d'Arves et eut de très fortes présomptions de leur âge nummulitique. Voici ce qu'il écrivit à ce sujet : « Si l'on compare les poudingues de Granier et de Charbonnet, en Tarentaise, et de Roselin (*sic* pour Roselend) dans la vallée de Beaufort et des Aiguilles d'Arves, on est disposé à les synchroniser. En effet ces deux dépôts de poudingue contiennent non seulement des calcaires mais des débris de roches relativement récentes. Ces dépôts sont

[1] « Dans les parties supérieures de la zone (écrit-il) au-dessus de Granier en allant au Cormet, au-dessus du Bourg (Bourg-Saint-Maurice), dans le haut vallon du Charbonnet, et surtout dans la vallée de Roselin, se trouve un poudingue composé de cailloux de toute grosseur. Parmi ces cailloux, il y en a beaucoup de calcaires, même de calcaires déjà altérés, de calcaires magnésiens, de calcaires cristallins, de cipolins. Il y a aussi beaucoup de fragments de roches talqueuses. *On voit que ce poudingue s'est formé après la première altération d'une partie des roches liasiques. Il est donc suivant toutes les probabilités, postérieur a l'époque liasique elle-même.* Mais à quelle époque appartient-il ? Je n'y ai trouve aucun fossile. Ce terrain doit être antérieur au grand soulèvement qui a mis à jour les grandes zones de terrain anthraxifère ; en effet, on n'y trouve pas ou très peu de fragments de roches se rapportant à celles de ces zones. Mais ne serait-ce pas simplement un produit lacustre qui se serait formé sur une île liasique pendant que les mers de diverses époques couvraient une partie de la Savoie ? Ce poudingue contient de très gros blocs qui n'ont pu être charriés de bien loin. Il en renferme beaucoup d'autres, qui sont mal arrondis, ce qui prouve qu'ils proviennent du voisinage, qu'ils n'ont été soumis qu'à une action de peu d'étendue. Tout cela semblerait appuyer l'idée d'une formation lacustre ».

[2] Lory Ch., Sur les grès de la chaîne des Aiguilles d'Arves et leur prolongement en Maurienne et dans le Briançonnais. *B. S. G. F.* (2), t. XVII, p. 21, 1859.

[3] Lory Ch., Nouveaux documents sur les grès de la Maurienne et des Hautes-Alpes. *B. S. G. F.* (2), t. XVII, p. 117, 1860.

pourtant tous les deux antérieurs à la grande trouée carbonifférienne qui traverse la Tarentaise et la Maurienne. Tous les deux aussi reposent sur le Lias. Il y a complète analogie de gisement et de composition. La mer nummulitique se serait donc étendue jusque dans le haut de la vallée de Beaufort et près du Petit-Saint-Bernard où elle aurait formé une espèce de golfe assez circonscrit.

En effet, le poudingue de ces localités renferme de très gros blocs qui n'ont pu être charriés bien loin. Il en contient beaucoup d'autres qui sont mal arrondis, ce qui prouve qu'ils proviennent du voisinage. Dans tout son ensemble, c'est un dépôt éminemment côtier ».

Après cette note, parurent différents travaux moins intéressants pour notre région :

D'abord une carte d'Alph. Favre (1862) [36-37]. Le Trias y est déjà bien indiqué, tout le restant est en Lias.

En même temps fut publiée celle d'Angelo Sismonda (1862) [38]. Elle se rapproche beaucoup moins de la vérité que celle de Favre; en effet, tous les terrains de la nappe de l'Embrunais ainsi que ceux de la zone dauphinoise, en Tarentaise, sont marqués en Jurassique. Le Trias n'y est pas distingué. Toute la zone, située au N.E. du Torrent des Glaciers et du Versoyen, est en Jurassique modifié comme les schistes lustrés des zones pennines plus internes. Et conformément aux théories développées par le même auteur, dans ses notes antérieures, le Houiller est confondu avec le Jurassique.

En 1863, Fournet [39] publia un important mémoire intitulé : *Détails concernant l'orographie et la géologie de la partie des Alpes comprise entre la Suisse et le Comté de Nice*. Elève d'Elie de Beaumont, il classe les différentes directions de plis de notre région, et range celles du « Cré du Ré » de l'Aiguille du Grand Fond, dans le système de dislocation N.E. Ce qui est certainement le plus étonnant dans la note de l'auteur de la découverte du Trias dans les Alpes françaises, c'est l'attribution au Silurien des assises triasiques du Massif de la Pointe de Mya, près des Chapieux. On voit quelles étaient encore les fluctuations de la stratigraphie des Alpes à cette époque.

En 1864, Lory [40], par contre, plaça comme il convient ces mêmes couches dans le Trias. Si cette observation était juste il n'en est pas de même de l'attribution au même groupe de l'énorme série de couches comprises entre le Trias de la Pointe de Mya et celui du Petit-Saint-Bernard, tout cela ne formant, d'après lui, qu'une série normale sans plis et qu'il avait d'abord comparée aux schistes lustrés du Mont Cenis.

Cette même année 1864, Lory [41] essaye une nouvelle explication de l'anomalie de Petit-Cœur. Dans cette même note il nous donne des observations des plus intéressantes sur la nappe de l'Embrunais. Il arrive en effet à la conception de l'existence d'une grande faille entre un pays de Lias et un pays de Trias : « A l'est de Petit-Cœur (dit-il p. 52 et 53) et de Naves, cette zone (la zone dauphinoise) est limitée par une crête assez abrupte, formée d'un groupe très épais de *poudingues* et de schistes, dans lesquels est ouverte l'étroite cluse qui conduit d'Aigueblanche à Moutiers. Ces poudingues ont été considérés comme régulière-

ment superposés au Lias schisteux. Mais en réalité, il n'en est point ainsi : leur saillie au-dessus du Lias est le résultat d'une grande *faille* que nous avons suivie, M. Vallet et moi, depuis Saint-Jean-de-Maurienne jusqu'au col de la Seigne, en passant par les cols de la Madeleine, du Cormet et de Roselein et qui m'a paru se continuer bien plus loin encore, par l'Allée Blanche, le col Ferret et Sembranchier, jusque vers Saxon-en-Valais. Sur toute cette longueur d'environ trente lieues, le *Lias* qui s'appuie sur le versant oriental de la grande saillie de roches *primitives*, vient buter à l'est, en couches très inclinées, au pied d'énormes escarpements formés par des roches triasiques ». Et pour Lory, la plus grande partie des roches de la Tarentaise, y compris les poudingues, appartiennent au Trias.

Deux ans plus tard, en 1866, on le sait, il présenta à la Société Géologique de France une très importante note [42] dans laquelle il distingua ses quatre zones. En Tarentaise, au Nord de l'Isère, la *première* comprend la zone cristalline et la zone dauphinoise. La *deuxième* correspond très exactement à la zone de la nappe de l'Embrunais ; quant à la zone houillère, elle rentre dans sa *troisième zone*. Les failles qui limitent la deuxième zone à l'Est et à l'Ouest sont les plans de chevauchement qui limitent la nappe de l'Embrunais.

La stratigraphie de la nappe de l'Embrunais va se trouver, à nouveau, complètement renouvelée. Dans les notes des précédents auteurs, nous avions pu constater un lent acheminement, à tâtons, vers la vérité. Mais Lory, par une comparaison avec la Tarentaise méridionale, environs de Saint-Jean-de-Belleville, Villarly, attribua tous les terrains de cette deuxième zone, depuis les environs de Moutiers jusqu'à la frontière franco-italienne, au Trias, sauf le calcaire de Villette, qu'il plaça dans le Lias. « Depuis le Valais jusqu'à Moutiers (dit-il, p. 483), la deuxième zone est constituée presque exclusivement par un énorme développement de roches triasiques... Dans toute cette étendue, les roches dominantes sont des schistes calcaréotalqueux, entremêlés de calcaires cipolins, micacés et quartzeux, et auxquels se rattachent inséparablement de nombreux dépôts de gypse intercalés à différents niveaux vers la base et à la partie supérieure des schistes. Nous n'y voyons rien qui puisse être rapporté au Lias, si ce n'est le petit massif isolé de Villette, formé de roches calcaires toutes spéciales en grande partie bréchiformes, contenant surtout la fameuse couche de brèches de Villette avec Bélemnites et autres fossiles ».

Et cette erreur est due à ce qu'il attribua au Trias les couches nummulitiques sur lesquelles reposent séparés par un plan de chevauchement, le Trias et le Rhétien des environs de Saint-Jean-de-Belleville, donc, à ce qu'il ne sut pas pénétrer assez loin la tectonique. Les terrains de la Tarentaise septentrionale étant semblables au Nummulitique de la Tarentaise méridionale, il était juste de les rattachent alors au Trias. Dans cette même note, Ch. Lory donne une bonne coupe allant du col du Bonhomme au ravin du Reclus.

Alph. Favre (1867) se rallia à ces idées stratigraphiques, ainsi que l'on peut s'en rendre compte dans ses importantes *Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont Blanc* [43].

Ainsi, dit-il à la page 260 du tome III : « Celles (les montagnes) qui sont au N.O. entre le Petit-Saint-Bernard et l'Allée Blanche sont formées de calcaires cristallins plus ou moins micacés, de schistes lustrés et de quelques amas de serpentine ; lorsque j'ai publié l'explication de ma carte géologique j'avais avancé que ces roches calcaires seraient probablement classées dans le terrain triasique (Favre, 1862, p. 264) ; c'est, en effet, l'époque à laquelle on doit maintenant les rapporter, par suite de leur analogie avec certaines roches de la partie supérieure de la Maurienne ». Et ailleurs il écrit : « En définitive il paraît, comme je l'ai dit, que les schistes argileux lustrés et les brèches calcaires appartiennent au terrain triasique ». Favre visita un grand nombre de localités de la région : Villette, Aime, les environs des Chapieux, le Cormet de Roselend, le Cormet d'Arèches, le col de Bresson, le Petit-Saint-Bernard. C'est le premier auteur qui donna autant de détails et de coupes.

Ensuite on trouve dans toute une série de publications de Ch. Lory (1867) [44, 45, 46, 47, 48], outre quelques renseignements concernant notre région, la confirmation de sa conception de la stratigraphie. Dans sa lettre à Favre, il divise son Trias alpin en trois étages. L'inférieur contient des grès et des quartzites ; il y place ceux du Grand Fond et du « Chapiu ». Le moyen est l'étage des calcaires de l'Esseillon (calcaires cristallins du Détroit du Ciex, du Cormet, de Pierre Menta). Enfin son étage supérieur est celui des schistes lustrés avec couches subordonnées de brèches de calcaires, amas de gypse, de cargneules. Il y fait rentrer les brèches de la Tarentaise, les assises de calcaires plus ou moins micacés de Bourg-Saint-Maurice, du Petit-Saint-Bernard, de la base du Cramont. Pour Ch. Lory, les amas de gypse ou d'anhydrite, avec les cargneules et les schistes spéciaux souvent bariolés verts et rouges qui les accompagnent toujours, sont intercalés à un niveau quelconque du Trias.

La seconde édition de la carte de la Suisse au 380.000e (Escher, 1867) [49, 50] ressemble peu à la première, en ce qui concerne la Tarentaise. La zone houillère de la nappe du Briançonnais y est à peu près exactement placée, mais avec les indications peu précises de terrains anciens à anthracite et de schistes gris indéterminés.

Toute la nappe de l'Embrunais y est marquée en Jurassique avec traînées triasiques. Mais la plus grande partie de ce Jurassique y est déterminée d'une façon plus précise en Lias, à l'Ouest d'une ligne passant aux environs de Plovezan, de Crêt Bettex et par la crête orientale du vallon de la Seigne. Les « Roches Vertes » du Haut-Vallon du Versoyen sont déjà mentionnées ; mais la nappe de l'Embrunais n'est pas distinguée de la zone dauphinoise. Il n'en est pas de même de la magnifique carte géologique de la Savoie de Ch. Lory, L. Pillet, et P. Vallet (1869) [51]. Dans cette œuvre remarquable, l'attention est vivement sollicitée par les deux failles qui limitent la deuxième zone et dont le tracé correspond très exactement, sauf en quelques points aux plans de chevauchement de la nappe de l'Embrunais. La stratigraphie est naturellement basée sur la conception que s'en faisait Lory.

L'année suivante, parut la feuille Martigny-Aoste (1870) de la carte géolo-

gique de la Suisse au 100.000e, due à Gerlach [52]. Une petite portion seulement représente la haute région du Versoyen, avec son Flysch à l'Ouest du col de Broglie et les roches vertes à l'Est. Gerlach [53] [1] croyait pouvoir rapporter tous ces schistes lustrés au Trias.

Lory [54], à nouveau en 1873, insiste encore sur le fait que le massif de schistes lustrés qui s'élève entre les Avanchers et le Torrent de Belleville, avec « ses puissantes assises de brèches, fortement pétries et laminées, en alternance avec des schistes, se continue au Nord de l'Isère par Moutiers, par le « Col du Cormet » et à l'Est du Mont Blanc, où sa puissance peut être évaluée par l'épaisseur que le massif forme, à lui seul, entre le col de la Seigne, et celui du Petit-Saint-Bernard, sous l'inclinaison moyenne de 40° ». Et comme ces terrains sont inférieurs aux couches à *Avicula contorta* de Villarly, ils ne peuvent être que triasiques.

Entre temps, on doit à Chambrun de Rosemont (1875) [56] la reconnaissance de terrasses le long de l'Isère entre Moutiers et Bellentre.

Dans deux autres publications [55, 58] de Lory (1874 et 1878) [61] réunies et comportant quelques additions, parues en 1878, on retrouve les considérations de ses ouvrages antérieurs.

Le Docteur Laissus (1876) [57, 60] et Tremey (1879) [62] publient un opuscule sur les eaux thermales et minérales de Bonneval, de l'Arbonne, de la Ville des Glaciers. Et la septième décade du siècle se termine par la curieuse publication de Baretti (1878-79) [59, 63], un des élèves de Gastaldi. Pour cet auteur, tous les schistes lustrés qui forment ce que nous appelons la nappe de l'Embrunais et la zone du Petit-Saint-Bernard, sont stratigraphiquement inférieurs à notre Houiller ; et *il les assimile au Huronien et au Laurentien*.

La carte géologique d'Italie (1881) [64], au 1.111.111e, traduit les idées de Ch. Lory.

La même année, Ch. Lory (1881) donne à la Société Géologique une note *Sur les schistes cristallins des Alpes occidentales et sur le rôle des failles dans la structure géologique de cette région* [65] :

Je ne citerai que ces quelques conclusions qui ne manquent point d'intérêt rétrospectif : « Ancienneté très reculée de toutes les grandes lignes de fracture dont on peut affirmer, au moins pour plusieurs, qu'elles sont antérieures à la période houillère ; leur jeu tranquille, continu ou intermittent, se manifestant pendant une longue série de périodes géologiques, et déterminant les limites d'extension, les variations d'épaisseur et de caractères de divers terrains de sédiment ; subordination des plissements, soit anciens, soit récents, dans leur direction, à ces grandes lignes de fracture, et dans leur étendue transversale, aux zones déterminées par elle : adaptation des terrains supérieurs *flexibles*, par des affaissements et des glissements graduels et par des *plissements* multipliés,

[1] Gerlach, H. Die Penninische Alpen, *Neue Denkschriften der allg. Schweizerischen Gesellschaft für die gessaunten Naturvischenschaften*, 1869, Neuchatel, in-4° et *Matériaux carte géologique suisse*, p. 68.

aux nouvelles formes de terrains rigides, sous-jacents, disloqués par des failles ».

Dans cette note Lory maintient toujours son point de vue stratigraphique. Il y étudie également les conglomérats, énumère les éléments qu'ils contiennent ; et il conclut que l'état cristallin des couches date du Trias même.

Les idées de Lory dominent la géologie des Alpes ; on les retrouve dans toutes ses publications [66, 69, 70] et également sur la carte géologique de Carez et Vasseur (1886) [67] et la carte de France au 1.000.000e [63].

Lory s'attache ensuite on le sait à l'étude des cristaux microscopiques d'albite, dans les calcaires alpins. Dans une note de 1887 [71], il étudie spécialement ceux du calcaire de Villette, des Etroits du Cieix. D'après lui, il n'y a pas liaison entre les roches éruptives et la présence des cristaux d'albite dans les calcaires. Et « la formation de ces cristaux microscopiques, dit-il, paraît (donc) liée à la nature spéciale des dépôts et aux conditions qui ont favorisé leur cristallinité. Je la crois indépendante des actions mécaniques locales, plus ou moins intenses, qui ont affecté les couches des divers terrains lors des dislocations alpines » (p. 101).

Zaccagna (1887) [72] adopte les idées de Ch. Lory au sujet de l'âge des schistes lustrés de la nappe de l'Embrunais, mais il les sépare des autres schistes lustrés des Alpes qui pour lui sont prépaléozoïques.

La nouvelle carte géologique de l'Italie (1889) [74], celle-ci à l'échelle du 1.000.000e est publiée. L'interprétation est la même que dans la précédente au 1.111.111e ; toutefois les contours sont mieux tracés.

La carte géologique de Noë (1890) [78] paraît la même année traduisant l'interprétation de Ch. Lory, que l'on retrouve dans le *Gebirgsbau der Westalpen* de Diener (1891) [79] et que Lory exprime encore en 1889 et 1891 [76, 81].

Zaccagna (1892 et 1893) [72] publia un ouvrage qui fut ensuite traduit par Lachat [94]. Il y a des idées très justes ; mais d'autres sont vraiment étranges, même pour l'époque ; telle est son explication de Petit-Cœur, tels sont ses doutes sur l'âge liasique du calcaire de Villette. Il parcourut notre région, notamment aux environs de Villette, au Nord du massif d'Hautecour, aux environs de Bourg-Saint-Maurice et des Chapieux. Il donne dans ce travail plusieurs coupes et une carte géologique ; on y remarque que toute la nappe de l'Embrunais est en Trias moyen (scisti calcari grigi, calcari marnosi, brecciformi, calcari dolomitici compatti ad E. liliiformis, calcarei marmorei, carniole e gessi), sauf la bande de quartzites du Trias inférieur de la chaîne de Pierre Menta et du Grand Fond. Il range, dans le Trias, même les calcaires (liasiques) du Châtelard, près de Bourg-Saint-Maurice, ceux des collines de Villette, même les marbres brèches de Villette qui pourtant renferment des bélemnites. « Si cependant cette brèche était vraiment liasique, dit-il, *ce que je n'hésite pas à mettre en doute*, à raison encore de ce qu'on s'explique difficilement la position disymétrique de la roche par rapport aux couches triasiques... ». Il est assez curieux de noter qu'un géologue puisse en rester là après l'explication, par la tectonique, de toutes les anomalies statigraphiques.

Zaccagna n'admet pas la grande faille de Lory qui sépare la zone dauphinoise de la nappe de l'Embrunais.

Baretti (1893) [83] rattache toute la zone des calcschistes qui s'étend entre le col de la Seigne et celui du Petit-Saint-Bernard, au « prépaléozoïque inférieur », ce qui mérite bien d'être signalé ici pour montrer la survivance d'idées erronées.

INFLUENCE DES RECHERCHES DE KILIAN ET RÉVIL

Kilian et Révil (1893) [84, 85], d'un seul coup, renversèrent toutes les notions erronées et établirent correctement la stratigraphie. Il est certain que s'ils avaient persisté dans cette voie, plus rien n'eût été à faire dans notre région. Ils démembrent le Trias de Lory et de Zaccagna, en enlèvent le Nummulitique qu'ils découvrent après de Mortillet. Ils en retirent les calcaires cristallins des Etroits du Ciex, du Châtelard près de Bourg-Saint-Maurice, et des Chapieux dans lesquels ils ont trouvé des sections de polypiers et qu'ils placent dans le Lias, ainsi que le calcaire de Villette qu'ils attribuent au Toarcien. Ils ne laissent au Trias que des quartzites, des calcaires, des dolomies, et des cargneules.

Ils découvrent donc à nouveau les dépôts nummulitiques en Tarentaise au Nord de l'Isère formés en particulier d'une brèche polygénique. Voici ce que disent les auteurs à ce sujet :

« Cette brèche polygénique et micacée est incontestablement post liasique et l'on s'explique difficilement qu'elle ait pu être attribuée au Trias par Favre et Lory. Elle renferme en effet de nombreux fragments de calcaires du Lias dont quelques-uns atteignent le volume d'un mètre cube. Ils y sont associés à des morceaux plus petits de calcaires dolomitiques et saccharoïdes, de schistes argileux et lustrés, de quartzites, joints à des débris de schistes cristallins et de grès houillers. La brèche passe parfois, disent-ils, à un grès ressemblant à de la mollasse ; ce fait s'observe au bord même de la route, sur la rive droite du torrent du Cormet et en contre-bas de la chapelle Saint-Guérin. Tout près de là, d'autres grès quartzeux sont développés à l'Est du col du Coin. Ils y sont accompagnés de schistes ardoisiers et de grès fins brunâtres (Flysch), très analogues à ceux de l'Embrunais. Ces couches affleurent également au col du Cormet d'Arèches, au Crêt du Rey, et forment une partie des massifs de la Portetta, de l'Aiguille du Grand Fond et du Quermoz d'Hautecour. Il y a tout lieu de croire, ajoutent-ils, que des recherches ultérieures permettront de les suivre jusqu'en Italie, entre le col de la Seigne et la cime de Lancebranlette, où M. Zaccagna a signalé des brèches polygéniques attribuées par lui au Trias... Ajoutons que des brèches presque identiques et de même âge se rencontrent en plusieurs points des Alpes occidentales ; nous citerons par exemple la brèche à Nummulites de Châtillon, près Taninges (Haute-Savoie), et la brèche polygénique de Habkern, dans les Alpes bernoises, qui nous ont vivement rappelé la brèche polygénique de Moutiers ».

La brèche de Tarentaise, disent-ils, est Nummulitique : « Parce que, 1° elle se montre intercalée en petits bancs dans le fond du vallon des Perrières près de Saint-Jean-de-Belleville et en Maurienne (Aiguilles d'Arves, Villarclément. Varbuche) dans un système de grès et de schistes et de calcaires à Nummulites ; en beaucoup de points, elle est accompagnée de bancs de calcaires gris ; 2° elle occupe la même zone synclinale que les assises tertiaires des Aiguilles d'Arves et est reliée à ces dépôts par une continuité manifeste ; 3° le cortège de schistes (ardoises de Beauvillard, près de Saint-Jean-de-Belleville, etc.) et de grès qui l'accompagne, rappelle d'une façon frappante les dépôts tertiaires (Flysch) et nummulitiques du reste des Alpes françaises (Ubaye, Embrunais) ; 4° elle surmonte parfois les assises du Lias (Niélard) et en contient des assises remaniées ».

M. Bertrand (1894) [86] suit les idées de Kilian et Révil et montre d'autre part que « le Trias contrairement aux idées de Lory se poursuit, là, sous la même forme qu'au Sud, c'est-à-dire, composé de calcaires, de cargneules et de gypses entre lesquels on peut suivre de longs synclinaux » ;

Je ne citerai que pour mémoire l'ouvrage de Graeff (1894) [87], *Geologische und petrographische Studien in der Mont Blanc Gruppe* dans lequel on trouve notamment une coupe remarquablement simplifiée du Col de la Seigne.

A citer également les renseignements donnés par Laissus (1894) [91] sur les sources minérales de l'Arbonne, de Bonneval, des Mottets, puis la thèse de E. Haug (1894) [88] dans laquelle il suit Diener, en réunissant les deuxième et troisième zones de Lory sous le nom de Zone du Briançonnais.

Kilian (1894-95) [90, 95] ainsi que Ritter (1894-95) [93, 97] publient des notes où il est question du Nummulitique, mais sans ajouter de choses nouvelles. Révil (1895) [96] par contre apporte des faits nouveaux : il montre la présence de schistes triasiques percés de Houiller sur le bord occidental de la nappe de l'Embrunais.

Une des notes les plus importantes est due à M. Bertrand (1896). Intitulée *La Tarentaise au Nord de l'Isère* [98], elle est, en quelque sorte, une explication d'une partie de la feuille Albertville au 80.000e. M. Bertrand distingue cinq bandes. La première (synclinal de la Madeleine et du Mont Blanc) correspond à la zone dauphinoise. La seconde (Trias schisteux) est la zone imbriquée qui limite à l'Ouest la nappe de l'Embrunais. Elle « *mérite, dit-il, d'être mise à part, à cause du faciès particulier qu'y revêt le Trias sur une longueur de plus de 95 kilomètres* [1]. Elle correspond au grand escarpement, presque rectiligne, qui du pied du Col de la Coche au Quermoz, puis de là au Col des Génisses, au Col de la Grande Combe, et au Col du Cormet, limite à l'Est la bande précédente. Le Trias prend, là, la forme de schistes satinés et luisants, noirs, rouges et verts, très épais, dans lesquels M. Révil a signalé un pointement anticlinal de quartzites avec Houiller au centre ; d'autres pointements semblables se retrouvent au col des Génisses. *La superposition directe aux quartzites, l'intercalation au sommet de quelques bancs dolomitiques et l'enfoncement régulier sous les calcaires*

[1] C'est moi H. S. qui souligne.

et brèches du Lias permettent d'affirmer que ces schistes présentent là tout le Trias moyen et supérieur [1] ».

Dans la troisième bande (Nummulitique, Col de la Seigne, massif de Moutiers), il distingue quatre anticlinaux jalonnés par des traînées de calcaire dolomitique et de cargneules avec lentilles gypseuses. Et l'intervalle entre les anticlinaux ainsi définis est rempli par la brèche liasique et le Lias calcaire (le Lias schisteux cessant brusquement dès qu'on est sorti de la première bande) ainsi que par des bandes de Nummulitique, qui forment notamment les grandes crêtes de Pierre Menta et du Grand Fond. Les recherches de M. Bertrand lui ont confirmé que les trois horizons fossilifères de la Tarentaise méridionale que Kilian et Révil ont prolongés au Nord, existent bien. Ce sont « 1° des calcaires cristallins et coralligènes appartenant au Lias inférieur et moyen ; 2° une brèche à éléments anguleux surtout arrachés au Trias, dite brèche du Télégraphe, et appartenant également à la moitié inférieure du Lias ; 3° enfin une brèche micacée, avec nombreux éléments cristallins mêlés aux cailloux calcaires, associée à des grès puissants, et continuant la grande bande Nummulitique des Aiguilles d'Arves... Mes recherches, dit-il, n'ont fait que confirmer la valeur et l'individualité de ces horizons, dont les deux premiers sont toujours superposés au Trias, et dont le troisième, ramené par les plissements à une concordance apparente, repose indifféremment sur un terme quelconque des séries plus anciennes. Grâce à ces points de repère, on peut pourtant suivre la continuité des plis et reconnaître l'ordre de succession des couches. On trouve ainsi que le complexe précédemment désigné sous la rubrique générale des schistes lustrés, peut se diviser en quatre termes distincts :

1° une partie triasique comprenant à l'ouest de Moutiers, au col de la Seigne, des schistes satinés rouges, verts et noirs (t^3 [1]) et à l'est au-dessus de Bourg-Saint-Maurice et au Petit-Saint-Bernard, des schistes feuilletés noirs avec intercalations de roches vertes (L^t) ;

2° une partie plus exactement datée comme appartenant à la moitié inférieure du Lias (L^2) et comprenant principalement une brèche à éléments anguleux (brèche du Télégraphe) souvent associés à des calcaires cristallins, plus ou moins coralligènes ;

3° une grande épaisseur de calcaires spathiques, en lits minces, séparés par des bancs schisteux représentant la moitié supérieure du Lias et peut-être aussi une partie du Jurassique;

4° une brèche micacée avec grès associés, continuant jusqu'auprès des Chapieux la bande nummulitique des Aiguilles d'Arves et du Cheval Noir ».

La quatrième et la cinquième bandes sortent de notre sujet d'étude. Nous ne nous en préoccupons donc pas.

Les résultats exposés par M. Bertrand sont ceux qui se trouvent cartographiés sur la feuille d'Albertville au 80.000e [**101**] qui fut publiée en 1897.

Les levés qui embrassent notre sujet de thèse sont précisément dus au savant

[1] C'est moi, H. S. qui souligne.

géologue. Nous ne pouvons ici décrire et critiquer en détail cette œuvre, d'abord parce que les proportions en seraient trop grandes, ensuite parce que les erreurs sont trop nombreuses. Néanmoins, ce travail cartographique est un bond en avant au cours du lent progrès géologique de la région. C'est la première description détaillée de cette partie des Alpes comme il n'en avait pas été faite auparavant. Les principaux synclinaux et anticlinaux sont bien indiqués. Mais la stratigraphie est complètement fausse, quoique M. Bertrand ait su distinguer les principales divisions : Houiller, Trias, Lias, Nummulitique, divisions qui n'ont d'ailleurs pas été complétées. Il y a là une véritable confusion due à une erreur de point de départ facile à reconstituer. M. Bertrand est parti de ce principe que les zones triasiques marquaient les principaux anticlinaux, ce qui est parfaitement juste, et que les conglomérats nummulitiques étaient les terrains les plus récents. Il ne s'est pas rendu compte qu'au-dessus de ces conglomérats existe un Flysch puissant qu'il a confondu avec le Lias. Il y a donc là une inversion importante qui donne la clé des erreurs : Ce qui est au-dessus des brèches, M. Bertrand a cru le voir au-dessous.

En 1896, É. Haug publie deux notes [**99-100**] : Dans la première, *Contribution à l'étude des lignes directrices de la chaîne des Alpes* il sépare de la zone du Briançonnais de Diener, une zone qu'il appelle : zone des Aiguilles d'Arves, c'est la nappe de l'Embrunais. Dans la seconde, *Etudes sur la tectonique des Alpes suisses*, il fait remarquer qu'au Nord de l'Isère, la zone des Aiguilles d'Arves ne cesse pas de conserver son individualité, qu'elle est toujours limitée à l'Ouest par un anticlinal qui continue celui du Mont Charvin et confine, comme lui, au synclinal du col de la Madeleine, où naît le massif du Mont Blanc.

Entre temps, Pearce (1898) [**103**] observa les couches qui forment notre nappe de l'Embrunais. Il y distingua du Lias calcaire et du Lias schisteux, niveaux dont la séparation est souvent difficile à établir. Je ne vois rien qui puisse rappeler le Lias schisteux.

Badoureau (1900) [**108**] donne quelques renseignements sur la minéralogie et sur les eaux minérales. La même année Chabrand (1900) [**109**] publie une note sur les gîtes métallifères des Alpes de la Tarentaise et de la Maurienne : l'auteur adopte encore la notion de Lory des zones alpines, séparées par de grandes failles. Les marbres des Etroits du Ciex sont encore triasiques !! Cette même année paraît le superbe album de microphotographies de Kilian et Hovelacque (1900) [**110**], dans lequel une planche est réservée à la brèche de Villette. A Franchi (1899-1901) [**105, 111**] on doit des observations sur notre zone en Italie. Il a trouvé de nombreuses bélemnites près du Col du Petit-Saint-Bernard et quelques-unes dans le banc de brèches du Col de la Seigne. Puis Kilian (1901) [**112**] donne quelques renseignements sur les environs des Étroits du Ciex.

PÉRIODE DE L'INFLUENCE DES DÉCOUVERTES DE FRANCHI

Dans son important mémoire *Sull'Età mesozoïca della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali*, Franchi (1898-1901) [103] pense que les schistes lustrés qui en Italie font suite à ceux de la Tarentaise appartiennent au Lias. Ce qui est d'après lui confirmé par la découverte qu'il fit de bélemnites près du col du Petit-Saint-Bernard [105] et au col de la Seigne [111]. Toutes les couches de la zone de Courmayeur, c'est-à-dire toutes celles qui sont comprises entre le col de la Seigne et celui du Petit-Saint-Bernard, calcschistes et brèches, appartiennent au Lias.

La même année Kilian (1899) publie une note intitulée *Sur certains points de la structure des Alpes françaises* [106] dans laquelle il admet que la zone du Flysch n'est pas charriée et qu'elle est solidaire de celle du Briançonnais.

Il y a également en 1899 une note de Novarese [107], mais qui n'a que des rapports assez lointains avec notre région.

En 1901 et 1902, Zaccagna [113-114] reste sur ses positions. Nos couches de la Tarentaise sont pour lui encore triasiques alors que Franchi (1903) [115] montre, par de nombreuses découvertes de bélemnites, que ces mêmes couches sont liasiques en Italie.

Kilian (1903) [116] étudie à nouveau Villette, puis signale entre Aime et Bourg-Saint-Maurice trois niveaux de moraines de fond et rattache [117] à la bande isoclinale des Chapieux-Cormet d'Arèches les nappes glaronaises de Lugeon. Les deux ouvrages de Révil (1903) [118-119] n'apportent pas de vues nouvelles. Franchi (1904) [120] maintient toujours son point de vue, c'est-à-dire celui de l'âge liasique des schistes lustrés du synclinal de Courmayeur auxquels il trouve de grandes ressemblances avec ceux des Alpes Cottiennes.

Enfin, Kilian et Révil (1904) publient leurs monumentales *Etudes géologiques dans les Alpes occidentales* [121]. Dans ce premier tome, on trouve une liste bibliographique et un historique intéressant à consulter. On y trouve également une carte structurale. Les auteurs ont étudié particulièrement la vallée de l'Isère entre Moutiers et Villette, les environs de Bourg-Saint-Maurice, ceux des Chapieux et le Vallon de Naves.

Il n'y a aucun renseignement concernant l'intérieur de la chaîne à l'Ouest de l'Isère, chaîne qui forme le corps même de la nappe de l'Embrunais.

En ce qui concerne le Vallon de Naves, les auteurs décrivent ainsi que l'escarpement du col de la Coche au Quermoz, la pointe de la Bagnaz, le col du Coin, la Combe de Roselend où de nombreux blocs de brèches polygéniques micacées sont incontestablement post-liasiques. La vallée de l'Isère entre Moutiers et Aime est analysée très à fond avec de très nombreuses coupes à l'appui. Je n'hésite pas à renvoyer le lecteur à ce volume. Il y trouvera notamment la description des collines de Villette. Je les passe donc ici sous silence, d'autant plus

qu'il sera question de cette description dans un des chapitres suivants concernant ces collines. Les environs de Bourg-Saint-Maurice et des Chapieux y sont également étudiés. Nous y relevons que le Flysch du synclinal du col de la Seigne est encore liasique pour eux alors qu'en aval de Crey Bettex, ils ont observé de nombreux blocs de brèches polygéniques tertiaires qui proviennent précisément de couches situées sous ce Flysch. Ils montrent que le faciès *schistes lustrés* apparaît progressivement dans ce faisceau au Nord de Moutiers. Enfin, les auteurs coordonnent les différentes unités tectoniques.

La nouvelle édition de la carte géologique au 1.000.000e (1905) [122] montre le passage du Lias aux schistes lustrés et les contours entre ces deux formations, même schématisés, sont très différents de ceux qui existent sur le terrain.

En 1905 Franchi [123] maintient toujours son point de vue. Pour cet auteur les brèches n'appartiennent pas toutes à un même horizon, et jusqu'à preuve du contraire l'Eocène n'est pas représenté dans la zone des schistes lustrés qui comprennent également le synclinal de Courmayeur.

Pour Kilian (1905) [124], au contraire, il est possible et même probable que le groupe des schistes lustrés des Chapieux puisse être attribué au système éocène. « Il présente du reste, dit-il, des caractères aberrants qui ne permettent pas de les identifier absolument avec les schistes lustrés à *Pietre verdi* du Piémont ». On voit donc qu'à ce double point de vue, âge des schistes lustrés du synclinal de Courmayeur et ressemblance de ceux-ci avec les autres schistes lustrés à *Pietre verdi*, Franchi et Kilian sont loin d'être d'accord. Cela tient principalement à ce que Franchi ne sépare pas les schistes à *Pietre verdi* du Petit-Saint-Bernard, des autres couches du synclinal de Courmayeur. Et il en sera de même dans la très importante note de Kilian et Lory (1905) [125] sur le raccordement des zones intraalpines de la Tarentaise et de la Maurienne avec les bandes analogues des Alpes valaisannes ; ce dont on trouve un résumé dans le compte rendu de la Réunion extraordinaire en Italie de la Société Géologique de France en 1905 :

Les auteurs distinguent en arrière du Mont Blanc : « *a*) une zone à faciès dauphinois correspondant à la zone dauphinoise, puis *b*) une étroite bande où les dalles calcaires cristallines à surfaces phylliteuses s'associent à des schistes siliceux, eux-mêmes plus ou moins lustrés (faux schistes lustrés) (E. d'Orsières, route de Liddes ; flanc droit du Val Ferret suisse). C'est un faciès du Lias analogue, mais non identique aux « schistes lusétrés » du Piémont ; *c*) une bande mésozoïque à faciès briançonnais que l'on peut suivre de la Pierre à Voir au Mont Ferret en passant par le Six Blanc et le chaînon situé à l'ouest de la combe de Lâ (Bec-Rond, les Echessettes, Clocher de Vouasse) » ... « Ce faisceau, disent les auteurs, est probablement le même que celui qui forme la montagne de la Saxe et le mont Chétif (avec pointement anticlinal de schistes cristallins) » ... « Et dans la portion de cette zone on voit apparaître, dans le massif du Crammont (Italie) une succession de schistes et de brèches polygéniques fréquemment micacées. A l'E. du col de la Seigne et de Séloge, la masse puissante de la montagne de la Seigne et du Rognon est constituée par un complexe où ces brè-

ches alternent avec des schistes et des bandes calcaires chargées de quartz. Cette masse est limitée à l'Ouest par des assises triasiques (Séloge) et rhétiennes (Chapieux), à l'E. par les schistes liasiques lustrés avec *Pietre verdi* du Vallon du Versoyen. C'est ce que la feuille *Albertville* appelle « schistes lustrés supérieurs » et qui y est colorié en Jurassique moyen ; *mais avec sa brèche, cet ensemble nous paraît bien plus éogène que jurassique* » [1]. Et à l'E. une ligne de contact anormal sépare cette zone de « la zone houillère ». On voit que les auteurs font prolonger la bande mésozoïque de Pierre à Voir et du Mont Ferret jusqu'à la montagne de la Saxe et jusqu'au Mont Chétif et que cette zone sépare leurs faux schistes lustrés d'Orsières et de Liddes, pour eux liasiques, des schistes et brèches polygéniques du Crammont et de la montagne de la Seigne [1] qui leur paraissent bien plus probablement éogène que jurassique. Mais en réalité cette bande mésozoïque (C) de Pierre à Voir et du Mont Ferret ne se prolonge nullement jusqu'à la montagne de la Saxe et jusqu'au Mont Chétif. C'est la couverture de la zone houillère, que l'on peut suivre plus ou moins fragmentée jusqu'au col du Petit-Saint-Bernard. Il en résulte que leurs faux schistes lustrés d'Orsières deviennent l'équivalent des assises nummulitiques du Crammont et de la montagne de la Seigne.

Les auteurs publièrent quelques-uns de ces résultats aux comptes rendus de l'Académie des Sciences [127]. Ils ne sont pas encore définitivement certains de l'âge éogène de ces schistes et calcaires gréseux à brèches polygéniques des montagnes situées entre le col de la Seigne et les schistes liasiques lustrés à roches vertes du Versoyen. Pour Kilian et Lory ces régions sont pays de racines des klippes du Chablais et de la Savoie.

En 1906, Kilian et Révil [128] retournent à Villette et en font une description très détaillée. Mais ils en considèrent à tort les collines comme faisant partie d'un synclinal, alors que c'est l'inverse qui a lieu.

Puis paraît la *Geologische Kartenskizze der Alpen zwischen Saint-Gothard und Mont Blanc* [129] de C. Schmidt (1906). Elle n'intéresse qu'une partie de notre pays, en particulier celle située au Nord de l'Aiguille du Grand Fond et du sommet de Plovezan. Toute notre région est marquée en Jurassique, sauf un affleurement de Tertiaire correspondant à la montagne de la Seigne et à la Terrasse et un autre à la chaîne du Grand Fond qu'il range d'ailleurs dans la zone dauphinoise, on ne sait trop pourquoi. De même on ne voit pas quelles sont les raisons des contours géologiques.

Une des plus intéressantes notes de Franchi (1907) est certainement son récit des « Excursioni in Valle d'Aosta » [130] effectuées par la Société Géologique Italienne. On y trouve relatées de très nombreuses observations. Franchi est de plus en plus convaincu que les schistes lustrés du synclinal de Courmayeur, comprenant des schistes, des calcschistes, des brèches, des roches vertes, appar-

[1] C'est moi H. S. qui souligne.

[1] On peut suivre ces observations sur la carte géologique de la Suisse au 100.000e, feuille 22, Martigny-Aoste (n° 52 de la liste bibliographique).

tiennent au Lias. Et, dit-il, des brèches identiques à celles de la zone de Courmayeur se trouvent dans les calcschistes du Mont Cenis, des environs de Bardonèche et sont bien développées dans les vallées de Maira, Grana, etc. où elles sont associées à des calcaires cristallins et à des *pietre verdi*.

Franchi semble, en 1907, rallier à son opinion W. Kilian et Ch. Jacob [131].

Entre temps, Kilian (1908) [132] essaie de distinguer les deux brèches, tertiaire et liasique. Il signale des exemples d'épigénie résultant de l'érosion post glacière, au Saut de la Pucelle, à Villette, et à Saint-Marcel, où « des gorges récentes se sont creusées dans des barres calcaires transversales (Riegel) à côté des anciens thalwegs glaciaires ».

Franchi réussit à nouveau à faire partager son avis à W. Kilian et à P. Lory (1908) [134, 137] :

Toutes les couches du synclinal de Courmayeur, de la Seigne, appartiennent aux assises jurassiques. « Les brèches associées aux calcaires et aux schistes des environs de Courmayeur font aussi (disent-ils), partie intégrante des assises secondaires ; elles sont complètement à séparer des brèches éogènes des environs de Moutiers, malgré la remarquable similitude lithologique qui existe entre certaines variétés des unes et des autres ». Ils observent la transgressivité, avec traces de ravinement, des brèches et schistes liasiques sur les calcaires et quartzites triasiques, comme par exemple au Mont Brisé et à Crêt Bettex. Kilian l'assimile à la transgressivité de la brèche du Télégraphe dans le Briançonnais.

Les auteurs distinguèrent un « faciès dauphinois », un « faciès mixte » et un « faciès de schistes lustrés » ; pour eux, il y a passage entre tous ceux-ci. Et le faciès des schistes lustrés se trouve en connexion étroite avec les autres faciès du Lias. « Vers Courmayeur, il s'associe intimement au faciès Briançonnais et même se propage, atténué, jusqu'en plein domaine du faciès dauphinois. Ainsi la forme de métamorphisme qui a déterminé les caractères du type « schistes lustrés » s'est réalisée à la fois dans plusieurs zones de sédimentation ».

C'est l'interprétation indiquée sur la Carta Geologica delle Alpi occidentali (1908) [133], très précieuse aux géologues alpins, car elle a le grand mérite d'être, le plus possible, purement objective. Nous noterons cependant que dans notre région les contours des terrains sont tout à fait fantaisistes ; et qui connaît la région, comprend mal le passage des schistes lustrés au Lias.

Le Quaternaire donne lieu à de nouvelles observations, dues à de Girardin (1908) [135], qui attribue au stade de Gschnitz l'ancienne moraine latérale que l'on suit de Bourg-Saint-Maurice à Bellentre ; et au stade de Buhl et de Würm des banquettes glaciaires situées à des altitudes plus élevées et qui furent déjà remarquées par Kilian et Révil.

Kilian et Révil (1908) [136] publient ensuite la deuxième partie de leur gros mémoire sur les Alpes occidentales. On n'y trouve rien de spécial à noter. Mais c'est une mine de faits parmi lesquels on peut puiser. Aussi y reviendrons-nous fort souvent.

En 1909 Franchi [138] insiste encore sur la comparaison des schistes lustrés du synclinal de Courmayeur avec les autres schistes lustrés du Piémont. Mais

l'auteur ne se rend pas encore compte que le synclinal de Courmayeur comprend non seulement de véritables schistes lustrés avec roches vertes du Petit-Saint-Bernard mais aussi une zone plus interne, et de beaucoup plus importante, formée essentiellement de Flysch tertiaire.

La bibliographie (Franchi, 1909) [139] qu'il donne à la suite, dans le même numéro du *Bolletino del R. comitato geologico d'Italia*, est des plus précieuses, d'autant plus qu'après chaque titre, se trouve un court résumé du contenu des ouvrages.

Si Kilian (1909) s'est laissé aller un moment aux idées de Franchi il ne tarde pas à avoir de nouveau des doutes [141, 143]. Il se demande quel âge peuvent avoir ces brèches micacées bien distinctes des brèches liasiques de Villette et qui s'étendent jusqu'aux environs de Courmayeur où elles semblent passer au complexe mésozoïque des schistes lustrés. Ces brèches de la Portetta et de Montgirod contiennent des galets et des blocs de calcaires zoogènes du Lias. Elles sont donc, dit-il, postérieures au Lias.

Dans une autre note Kilian [142] met en relief les différentes zones qu'il distingue dans les Alpes occidentales. Dans celle-ci, on trouve un schéma structural qui sera figuré dans la troisième partie du mémoire sur les Alpes occidentales.

En 1910 Kilian et Lory [144] doutent bien de l'âge jurassique du complexe des schistes lustrés avec brèches des Chapieux, qu'ils avaient étudié avec S. Franchi. Ils se demandent maintenant si leur conclusion doit bien s'étendre à la totalité des brèches.

Le chevauchement de la nappe du Grand-Saint-Bernard (sens Argand) sur son substratum et qui avait été déjà compris par P. Termier dès 1899, est démontré pour la première fois par E. Argand. Dans la région du Simplon, il est d'au moins 50 kilomètres. Dans l'ouvrage *Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux* (1911) [145] on voit également que la chaîne des Aiguilles d'Arves et la zone de Sion-Val Ferret qui en est le prolongement, sont l'enveloppe, les boucles frontales et le substratum tertiaire de la nappe du Grand Saint-Bernard et peut-être aussi l'enveloppe d'unités plus profondes (p. 16). On voit d'ailleurs tout cela sur sa carte structurale et ses coupes [146, 147, 148].

Kilian 150] étudie à nouveau en 1911 la tectonique des montagnes situées en arrière du Mont Blanc. Il précise l'existence d'une écaille de poussée de faciès briançonnais (Aiguilles de Mya et Pyramides calcaires) refoulée sur la bordure sédimentaire du Mont Blanc. Il met en relief la disparition d'une partie de la zone des Aiguilles d'Arves par suite du chevauchement vers le N.W. du flanc extérieur de la zone houillère. Cette zone des Aiguilles d'Arves comprend non seulement des schistes lustrés à brèches polygéniques, mais aussi ceux à roches vertes de la frontière franco-italienne. Cet ensemble qui se continue en Italie et en Suisse par le Massif de la Grande Golliaz, disparaît sous le bord frontal de la nappe du Grand-Saint-Bernard.

En 1912 paraît le grand mémoire de Boussac sur le Numulitique alpin [152].

Deux paragraphes sont consacrés à notre région. Il « considère comme démontrée l'existence, en arrière du Mont Blanc, du Nummulitique, sous forme de schistes et de grès alternant avec des brèches polygéniques ». Et de plus pour lui « le Mésonummulitique de la zone des Aiguilles d'Arves passerait graduellement au Nord de l'Isère, à une formation schisteuse et métamorphique compréhensivè embrassant toute la série stratigraphique depuis le Lias jusqu'au Priabonien ». Cette dernière proposition est erronée.

D'autre part, la répartition des faciès du Nummulitique en Tarentaise, et telle qu'elle est indiquée sur ses cartes hors texte, est tout à fait arbitraire ; elle est même contraire à la réalité. En même temps, Boussac nous donne une idée de la tectonique de la région ; voici ce qu'il en dit à la page 34 : « A partir de la vallée de l'Isère, la zone (des Aiguilles d'Arves) se complique ; et c'est un véritable faisceau de plis isoclinaux, de plis failles ou d'écailles qu'on suit par la montagne de la Seigne, le Grand Golliaz, la Pierre à Voir, jusque dans la Vallée du Rhône ; il passe derrière le Mont Blanc comme il avait passé derrière le Mercantour ». On voit donc que Boussac répète les erreurs de continuité de W. Kilian, de P. Lory. Et l'on verra que le style tectonique de la nappe de l'Embrunais ne correspond pas à celui que Boussac imagine : « Au fur et à mesure qu'on avance vers le Nord se produit une graduelle élévation des axes des plis, les synclinaux se vident de leur contenu tertiaire et derrière le Mont Blanc la zone des Aiguilles d'Arves n'est plus guère représentée que par une série de lames de Trias et de Lias. Mais en même temps on voit se produire un phénomène très singulier révélé par les travaux de MM. Franchi, Kilian et Lory : c'est l'envahissement graduel du Lias par *les schistes lustrés* avec passages multiples de l'un à l'autre faciès entre le Mont Blanc et le Petit-Saint-Bernard. Avec les schistes lustrés apparaissent les *roches vertes* (pietre verdi) ». La zone des Aiguilles d'Arves, au lieu de se vider de son contenu nummulitique, bien au contraire, s'en charge. C'est donc l'inverse qui a lieu. Et nous rappellerons que le passage aux schistes lustrés avec *pietre verdi* est une illusion.

En 1912 nous avons de Alb. Heim et de C. Schmidt une carte géologique de la Suisse [153]. Elle atteint juste la frontière franco-italienne. Le synclinal de Courmayeur, y compris la zone du Petit-Saint-Bernard est marqué en Bündnerschiefer liasiques.

La région au S.E. du Mont Blanc préoccupe de plus en plus les géologues. W. Kilian et C. Jacob (1912) en donnent deux notes [154, 155]. Dans la première, ils divisent les montagnes situées entre le Mont Blanc et le Petit-Saint-Bernard en trois zones. La première (A) comprend les montagnes situées entre le col du Petit-Saint-Bernard et celui de la Seigne montrant le passage latéral non encore pleinement réalisé, des schistes lustrés à la brèche du Télégraphe. La nappe de l'Embrunais et la zone des schistes lustrés du Versoyen non distinguées, forment la couverture *mésozoïque* normale du Houiller du Petit-Saint-Bernard. La deuxième zone (B) qui comprend le Massif de la Pointe de Mya correspond, d'après ces auteurs, à un faciès plus externe que celui de la masse

précédente par suite de la présence exclusive de la brèche du Télégraphe et l'absence des brèches polygéniques. En réalité, les brèches polygéniques y sont représentées dans le Massif de l'Aiguille du Grand Fond. Ce paquet B est une écaille briançonnaise, limitée par deux contacts anormaux et pincée entre la bordure sédimentaire du Mont Blanc et une région plus interne des Alpes, gagnant sur l'avant et refoulée sur (B). Quant à la troisième zone (C) c'est la zone dauphinoise.

A cette note sont jointes deux coupes illustrant tout ceci et qui font bien ressortir la structure écaillée du massif de la Pointe de Mya. Dans leur deuxième note, ils attribuent l'écaille B à la zone des Aiguilles d'Arves. Je montrerai qu'elle comprend, non seulement ce paquet B de la Pointe de Mya, mais aussi l'ensemble A, dont il faut néanmoins soustraire tous les schistes lustrés avec *pietre verdi* des vallons du Versoyen en France et du Breuil en Italie.

W. Kilian et Ch. Jacob font suivre ce paquet B, à partir de la Pointe de Mya, par les Pyramides calcaires, les montagnes de la Saxe et du Chétif, puis à l'Est de la Grande Golliaz, enfin dans le Massif de Vouasse, du Mont Ferret, du Six Blanc, du Mayeutzet de Bagnes et de la Pierre à Voir. Mais en réalité, ces derniers massifs appartiennent au prolongement de la zone houillère de la nappe du Briançonnais pourvue d'une couverture triasique. Cette interprétation première de W. Kilian et de P. Lory montrerait alors que cette unité tectonique de la nappe de l'Embrunais, en France et en Italie, passe en Suisse dans la nappe du Briançonnais. Ce qui ne peut être. D'autre part, l'ensemble A, sauf ce qui appartient à la zone du Petit-Saint-Bernard, ne disparaît pas à la hauteur du Grand Golliaz, il se prolonge en Suisse par les schistes lustrés de Sion-Val Ferret. Le non parallélisme des zones isopiques et des accidents tectoniques que l'on pouvait déduire des interprétations tectoniques, tombe dès lors.

Pour Kilian encore, les brèches polygéniques ne sont pas tertiaires mais mésozoïques.

Les schistes lustrés qui renferment ces brèches sont aussi rangés dans le Lias par Kilian et Pussenot (1912) dans leur note [156].

C'est ce qu'indique naturellement Franchi sur la feuille Monte Bianco de la carta geologica d'Italia au 100.000e (1912) [157].

Le problème de l'âge des couches de Tarentaise a attiré M. Gignoux (1912) [160] auquel nous devons des observations des plus intéressantes. L'auteur suit une bande de calcaires cristallins et de brèches depuis Aime jusqu'aux Chapieux, en passant par Roche Bouc, les Chalets de la Balme et la Combe Neuve jusqu'à Crey Bodin.

« L'âge liasique de cette bande de calcaire et brèches ne peut faire l'objet d'aucun doute, dit M. M. Gignoux, puisqu'elle prolonge la masse de Villette ; d'ailleurs la coupe que l'on peut observer dans la Vallée de l'Ormente près des chalets de la Balme, montre une série continue partant des quartzites, passant par les calcaires triasiques plus ou moins transformés en gypses et cargneules et aboutissant au complexe calcaréo-bréchoïde ; à la base de ce complexe, et tout près des dernières assises de calcaires triasiques, j'ai même observé des calcai-

res noirs spathiques à débris de Bivalves, qui doivent représenter le Rhétien. Au-dessus de ces calcaires cristallins et de ces brèches à gros éléments, et leur faisant suite *en continuité* absolue, par passages insensibles, vient une masse fort épaisse de schistes *calcaréogréseux*, avec bancs de microbrèches, le tout très laminé et montrant déjà une tendance très nette au faciès « schistes lustrés ». Ces schistes à microbrèches recouvrent ainsi les marbres et brèches de Villette, et on peut les étudier dans les escarpements qui dominent l'Isère au Saut de la Pucelle. Vers le Nord, on les retrouve dans les lacets de la route d'Aime à Tessens ; plus au Nord encore ils forment le Mont Rosset, puis le Massif du Roignais et de la Terrasse entaillée par la profonde vallée des Chapieux ; à partir du Mont Rosset, ces couches ont été notées par M. Bertrand par le symbole JL, mais il n'est pas douteux que ce ne soient bien les mêmes qu'à Villette.

L'âge de ces couches schisto-gréseuses à microbrèches à faciès presque lustré ne peut être établi avec certitude : on voit seulement qu'elles sont certainement postérieures au Lias fossilifère de Villette, mais rien n'empêche de penser que cette « série compréhensive » continue monte jusque dans le Tertiaire : sa partie supérieure équivaudrait alors à la partie supérieure, éogène, de la grande série des schistes lustrés [1]. »

Il faut reconnaître que pour la première fois des observations minutieuses sont ainsi faites dans cette série stratigraphique de la Tarentaise. Et nous devons également au savant professeur de Grenoble *la première et véritable succession stratigraphique.*

Certes on peut se rendre compte que l'auteur range les brèches dans le Lias. Mais là est le problème de la Tarentaise auquel se sont heurtés tous les géologues.

Et l'on voit aussi que M. Gignoux accepte l'idée de l'existence de Nummulitique, dans cette puissante masse de schistes lustrés. Si pour lui les brèches dont il vient d'être question, appartiennent au Lias, il n'en est pas de même de celles de la Pointe de la Combe Bénite, de la Grande Parei, de Pierre Menta et de la Pointe du Grand Fond et des schistes et grès de la Pointe de Combe Bénite. Quoique l'âge de ces brèches ne puisse être établi avec une entière certitude, il les place, à la suite de M. Bertrand, dans le Tertiaire parce qu'elles se trouvent dans le prolongement de la zone du Flysch bien développé plus au Sud.

En outre, M. Gignoux place une ligne de discontinuité manifeste entre ces brèches et la bande de Trias qui les limite à l'Est. A vrai dire elle n'existe pas. Mais M. Gignoux a observé au Col de Bresson et au Col du Grand Fond entre les brèches et les quartzites « une très mince assise, sans caractères, de schistes noirs laminés et de calcaires noirs entièrement recristallisés ». Ces couches ont une importance capitale. Je montrerai qu'elles appartiennent probablement au Jurassique moy. et que dans le Massif du Grand Fond elles passent à des brèches dont certains galets renferment des *Gryphea arcuata* Lk.

[1] C'est moi H. S. qui souligne.

On ne saurait trop rappeler cette note de M. Gignoux qui, on peut le dire, établit pour la première fois la succession exacte des couches.

Mais l'année suivante M. Gignoux (1913) change d'opinion [159, 165]. Les brèches polygéniques à gros éléments qui forment la montagne du Grand Fond, de Pierre Menta et de la Grande Parei, appartiennent au Lias. Un « argument absolument décisif pour l'âge liasique » de ces brèches lui a été fourni par l'étude du Massif du Mont Coin : Au S.W. du Mont Coin, au-dessus du lac morainique indiqué par la carte d'Etat-Major près de la cote 1944 s'élève une falaise formée, à la base, de schistes triasiques bigarrés, puis de calcaires cristallins, blancs ou rosés, associés à des brèches calcaires ; cet ensemble très calcaire, à faciès zoogène, rappelle trait pour trait les *marbres et brèches* de Villette, certainement liasiques; de plus ces brèches polychromes du Mont Coin lui ont montré une section très nette de *Belemnites*. « Les assises supérieures de la coupe se voient en remontant l'arête entre le Mont Coin et la Grande Parei ; on y voit le faciès devenir plus schisteux, mais il y a constamment des intercalations de brèches et de microbrèches (souvent à aspect gréseux, ce qui, dit-il, me les avait fait confondre l'an dernier avec des grès du Flysch) de manière que l'on a bien un seul et même ensemble, le même qu'à Villette. » Dans ce complexe schisteux de Villette et du Roignais, on peut voir du Jurassique, mais il n'y a pour le moment aucune raison, en conclut M. Gignoux, d'y comprendre aussi le Tertiaire.

Cette découverte d'une bélemnite fut certainement très impressionnante, puisque, non seulement elle fit changer d'avis M. Gignoux, mais qu'elle força à se ranger à l'opinion de celui-ci, Boussac qui fut si catégorique dans son mémoire sur le Nummulitique alpin. Boussac croit donc maintenant [158] (1913), « à l'absence de sédiments d'âge certainement nummulitique dans cette partie de la zone des Aiguilles d'Arves. Cette absence lui paraît due à la surélévation des axes en arrière du Mont Blanc, l'érosion n'ayant là rien laissé subsister du remplissage tertiaire des synclinaux. »

Tous ces revirements d'opinions montrent bien quelles étaient les difficultés et méritent vraiment d'attirer l'attention sur ce pays étrange.

La découverte de cette bélemnite fit donc admettre à Gignoux l'âge liasique du complexe des calcaires cristallins et des brèches et l'âge liasique ou jurassique des schistes lustrés qui les surmontent. L'auteur, en effet, ne voit dans les couches situées entre le lac 1944 au S.W. du Mont Coin et la crête de la Grande Parei qu' « un seul et même ensemble ». En réalité ces couches comprennent quatre écailles formées de divers termes des terrains triasiques, liasiques et nummulitiques sous un synclinal compris entre le col du Coin et la Grande Parei et dont manque le flanc inverse. M. Gignoux indique que la bélemnite a été trouvée dans un calcaire cristallin provenant de la coupe relevée au col du Coin. Il y a là un lapsus car le véritable col du Coin se trouve à l'E. du Mont Coin et non au S.W. Le col indiqué par M. Gignoux est un col secondaire qui, comme le Cormet de Roselend, fait communiquer la Vallée d'Arèches avec celle de l'Isère et est situé un peu au Nord du Cormet de Roselend

et au S.W. du Mont Coin (près de la cote 2281,0 sur les plans directeurs au 20.000e).

Dans cette deuxième note [165] M. Gignoux ne manqua pas de rejeter l'interprétation d'un contact anormal entre les brèches et les quartzites de la chaîne du Grand Fond et de la Grande Parei et de le considérer comme un contact de transgression.

En outre l'auteur tente de prolonger les séries distinguées par W. Kilian et Ch. Jacob avec beaucoup de justesse.

Aux notes de M. Gignoux, nous joindrons celle de M. Ch. Pussenot [167, 168] qui étudia le massif du Grand Fond. L'on ne peut s'empêcher de critiquer vivement l'auteur; car là il ne sut pas voir la solution de cette question des brèches de la Tarentaise, qui fut tant débattue. Elle se présentait cependant là clairement dans ce massif dont l'étude est particulièrement facile, et qui contraste vivement, en cela, avec les difficultés rencontrées par M. Gignoux.

L'Aiguille du Grand Fond est formée par un anticlinal couché vers le N.W. D'après Ch. Pussenot, les couches qui participent à sa formation, sont : 1° le Houiller; 2° le Trias (quartzites, calcaires et dolomies); 3° « l'Infralias » comprenant, pour la partie inférieure, des calcaires et schistes transgressifs sur le Trias, alternant avec des lits de brèches polygéniques et *présentant* la plus parfaite analogie avec la lumachelle rhétienne fossilifère et les calcaires hettangiens (à *Schlotheimia angulata* Schl.) des Grands Becs (Briançonnais) et pour la partie supérieure, des brèches polygéniques à ciment gréseux, passant *latéralement* aux assises précédentes, puis, à leur sommet, à des microbrèches stratifiées.

4° Des calcaires cristallins et ivoirins associés comme à Villette, et en connexion à leur base avec les derniers lits de microbrèches. A 200 ou 300 mètres à l'E. de l'Aiguille du Grand Fond, ils succèdent, dans le flanc inverse de l'anticlinal, en concordance parfaite et en liaison intime, à un Rhétien bien caractérisé. Il est donc logique de les considérer comme appartenant au Lias inférieur.

5° Des schistes calcaréo-siliceux, « qui peuvent représenter le reste du Lias et même le Dogger; mais les assises les plus élevées, dit-il, ne sauraient être considérées comme supra-jurassiques ou tertiaires ».

L'auteur ajoute que « les brèches sont composées de fragments de toutes dimensions *de schistes permohouillers, de quartzites et de calcaires du Trias, à l'exclusion d'autres roches sédimentaires* ». En réalité dans ces brèches il y a aussi des calcaires liasiques.

Dans sa note au Bulletin du Service de la Carte, Pussenot donne cinq coupes que j'étudierai plus tard. Je ferai simplement remarquer combien les coupes 4 et 5 sont simplistes au point de vue tectonique. L'auteur fait raccorder la nappe de l'Embrunais et la zone dauphinoise par un simple anticlinal, alors qu'en réalité il y a là toute une zone d'écailles.

Deux autres notes concernant la région parurent en 1913 : l'une de W. Kilian, *Sur la bathymétrie des mers liasiques dans les Alpes occidentales* [161], l'autre de Kilian et Révil (1913), *Sur les dépôts liasiques dans les Alpes franco-ita-*

liennes [163]. Les auteurs énumèrent dans le Lias, *un type rhodanien*, *provençal* et *jurassien* néritique, un type *dauphinois* bathyal, un type *intermédiaire* où les intercalations bréchiformes, les calcaires zoogènes et les calcaires à silex sont nombreux, un *type briançonnais* entre le type intermédiaire et le type mixte, à conglomérats bréchiformes (brèches du Télégraphe) ravinant leur substratum, un *type mixte* que caractérisent les alternances des bancs de brèches parfois polygéniques (les Chapieux) avec des schistes lustrés et des calcaires cristallins et un *type piémontais* bathyal.

Villette correspond au *type intermédiaire* ; les schistes lustrés avec brèches polygéniques des Chapieux et de la frontière franco-italienne au *type mixte*. Ce qui fait que, pour Kilian, le géosynclinal piémontais s'élargit au Nord des Alpes occidentales en empiétant sur des zones plus externes (région du Petit-Saint-Bernard).

Ces différents faciès du Lias ainsi que ceux des autres terrains des zones intra-alpines franco-italiennes, sont résumés en un tableau inséré dans la note de W. Kilian et Ch. Pussenot : *La série sédimentaire du Briançonnais oriental* [162].

Pour Sacco (1913) [164], notre zone est celle de Sion-Val Ferret entre la zone du Briançonnais et celle des Massifs hercyniens. A peu près au-dessus de Bourg-Saint-Maurice, dit-il, la formation de cette zone qui est mésozoïque et formée de *schistes lustrés*, « passe en se transformant rapidement, à celle normale ou de calcaires plus ou moins schisteux du Jurassique » (*sic*). On sait aussi combien est simpliste la tectonique que conçoit Sacco.

En 1914 Mougin donne une étude sur les torrents de la Savoie [166].

Du fait de la guerre, les publications, si nombreuses sur notre région, se ralentirent. On doit cependant, à Franchi (1916) [170], une note dans laquelle il attaque vivement l'opinion de Boussac, en s'arrêtant sur deux faits : 1° sur la différence essentielle et remarquable qui existe entre les brèches jurassiques du synclinal de Courmayeur et celles que Kilian et Lory ont décrites comme éocènes.

2° Sur l'évidence de la coexistence de deux synclinaux latéraux bien différents, l'un formé de calcschistes des schistes lustrés supérieurs de M. Bertrand, l'autre renfermant de l'Eocène à Moutiers.

Mais la même année, Kilian et Révil (1916) revinrent à l'assaut de la question du Nummulitique en Tarentaise, par leur note aux comptes rendus de l'Académie des Sciences : *Sur les brèches (conglomérats) de la Tarentaise* [171].

Ils observèrent que, près des Chalets de la Peisey et de Serpentant, la brèche polygénique est en contact immédiat avec la brèche du Télégraphe qu'elle ravine et dont elle se distingue même par ses caractères morphologiques, la première se manifestant par des crêtes rocheuses massives et calcaires, de teinte claire, la seconde dans laquelle dominent les éléments siliceux, donnant lieu à des arêtes de teinte sombre et à des reliefs plus émoussés. La brèche polygénique forme en ce point le noyau d'un synclinal dont les flancs montrent des assises mésozoïques (Lias et Trias) ; elle se présente accompagnée d'intercala-

tions de schistes et de calcaires quartziteux, de microbrèches et de schistes noirs dans lesquels elle constitue parfois des amas irréguliers. Elle renferme ici des fragments très reconnaissables de la brèche de Villette (Lias supérieur) et des calcaires cristallins du Cieix (Lias) et n'est certainement pas plus ancienne que le Lias supérieur.

Je montrerai que ces distinctions sont plus apparentes que réelles, qu'elles ont été faites dans un même complexe nummulitique et que le Lias ne semble pas exister. Ils rattachèrent ces brèches polygéniques et celles du Massif de la Portetta et des Chapieux au Nummulitique ainsi que le complexe JL qui est identique au complexe e^3m de Pierre Menta, de Marcel Bertrand. Et dans la note suivante intitulée *Sur les discontinuités de sédimentation et les niveaux de brèches dans les Alpes françaises* [172], les auteurs pensent que la brèche polygénique « passerait probablement, en synclinal, à l'Est du col de la Seigne entre les Pyramides Calcaires et les schistes lustrés mésozoïques du col de Broglie où elle serait à distinguer d'un complexe de brèches considérées jusqu'à ce jour comme jurassiques notamment dans le Massif du Mont Fortin ».

Ces dernières recherches n'apportèrent pas de modifications dans leur mémoire *Contributions à la Géologie des chaînes intérieures des Alpes françaises* [173] et dont le dernier volume consacré spécialement au terrain Jurassique parut en 1917 ; ce qui est dû probablement à ce que l'impression était très avancée, lorsque parurent les deux notes précédentes.

On y trouve encore, en effet, la notion du Lias à faciès mixte des montagnes situées entre le Col de la Seigne et celui du Petit-Saint-Bernard et des montagnes au Sud-Est du Mont Blanc qui sont « *des points privilégiés dans nos Alpes où l'on peut observer un passage graduel du faciès briançonnais au faciès piémontais du Lias, réalisant un faciès particulier qui constitue ce que nous appellerons le « type mixte du Lias* » (p. 97)». Nous verrons que ces points privilégiés n'existent pas puisque ce Lias à type mixte est du Nummulitique et doit donc disparaître. Et voici ce qu'ils disent au sujet des brèches des Chapieux : « Les brèches des Chapieux où les galets cristallins deviennent plus fréquents (que dans celles des montagnes italiennes), brèches qui, par conséquent, appartiennent aussi aux « schistes lustrés » comme Ch. Lory l'avait déjà signalé et que contrairement aux interprétations de M. Boussac, nous considérons comme *mésozoïques....* » (p. 103). Et d'après ces auteurs, les schistes lustrés liasiques à roches vertes de la région frontière Breuil-Versoyen-Petit-Saint-Bernard « sont en continuité complète avec le Lias « à faciès mixte » (p. 104).

En réalité dans toute la région étudiée dans mon travail ne règne exclusivement que le Lias de type intermédiaire ; le Lias de type Briançonnais et mixte y sont inconnus et la non coïncidence des zones isopiques et des zones tectoniques n'existe pas.

Kilian et Révil reprennent l'étude très détaillée du Lias de Villette. J'aurai l'occasion de citer au cours de mon travail les observations de ces savants.

Si après avoir lu leurs *Etudes sur la période pléistocène (quaternaire) dans la partie moyenne du Bassin du Rhône* [175] dans laquelle ils admettent que le sta-

tionnement du stade de Gshnitz se trouve à Saint-Marcel (sans raison fait remarquer R. Blanchard (1918) [174]) nous consultons leur étude sur *Les Schistes lustrés des Alpes françaises* (Kilian et Révil, 1919) [176] nous voyons comment leurs dernières recherches sur les conglomérats de Tarentaise ont modifié leurs opinions. Ils concluent que « c'est donc à la *section supérieure des schistes lustrés*, d'âge probablement éogène, qu'il convient de rattacher une partie du complexe schisteux coupé de nombreuses intercalations de brèches polygéniques, que nous avons signalées entre Courmayeur (Mont Fortin, Mont Favre), le col de la Seigne, le col de Broglie et le Versoyen, et qui se continue par les massifs du Roignais et du Mont Rosset jusque près de Villette en Tarentaise ».

En 1920, on pense que les schistes lustrés compris entre le col du Petit-Saint-Bernard et celui de la Seigne semblent faire partie d'un même complexe mésozoïque. Voici d'ailleurs ce que P. Termier et W. Kilian (1920) [177] écrivent à ce sujet :

« En remontant la Vallée du Versoyen de Bourg-Saint-Maurice à Bonneval-les-Bains, puis celle du Torrent des Glaciers de Bonneval aux Chapieux, on voit se succéder en série renversée le Houiller, le Trias (cargneules) puis un système de schistes liasiques comprenant l'assise des marbres du Châtelard, enfin de nouveaux schistes liasiques (non métamorphiques) renfermant une masse intrusive de roche verte (déterminée par l'un de nous, autrefois, comme mélaphyre recristallisée). Vers Bonneval, cette série passe *insensiblement* à des schistes lustrés typiques, dont certains bancs sont hautement métamorphiques, alternant avec des lits gréseux et microbréchiformes, et contenant dans les environs des cols des Rousses et de Broglie, des amas de roches vertes. En continuant de monter vers les Chapieux, on observe que les schistes en question alternent avec de gros bancs de *brèche polygénique*, à ciment cristallin et sériciteux et reposent sur les marbres du Lias (type des Etroits du Ciex et de Villette) ; que ceux-ci surmontent eux-mêmes le Trias ; enfin que, sous le Trias apparaît en un point (Crey Bettex) le Houiller non métamorphique et indiscutable.

La série isoclinale que nous venons de décrire, manifestement formée par les multiples replis de la couverture mésozoïque du Houiller, se prolonge : d'une part, en Italie (Crammont, Grande Golliaz), où M. Franchi y a signalé des *Bélemnites*, en arrière de la zone Sion-Val Ferret ; d'autre part, au sud-ouest, vers le Mont Roignaix, Aime, et la base ouest du socle du Mont Jovet, en arrière de la zone des Aiguilles d'Arves et de ses brèches éogènes.

Le faciès métamorphique, *Schistes lustrés*, existe donc en France, sur le bord nord de cette zone. Il s'y mélange avec un faciès semi-métamorphique qui rappelle celui des calcaires du Mont Jovet, et avec le faciès non-métamorphique du Lias, dans lequel alternent les schistes calcaires et les brèches polygéniques ; et il semble qu'il y ait là tous les passages entre les trois faciès, par augmentation graduelle, parfois rapide, de la cristallinité. Les Schistes lustrés de Bonneval-les-Bains, seraient, tout au moins, dans leur partie inférieure, une transformation latérale, par métamorphisme, de ce Lias alpin à la fois schisteux et bréchiforme que l'un de nous a appelé le type mixte du Jurassique intra-alpin ;

et la ressemblance de certains d'entre eux aux calcaires du Jovet conduirait à penser que Pottier et M. Bertrand ont eu raison d'attribuer ces derniers au Lias. Mais rien ne permet d'affirmer que l'âge des schistes lustrés de Bonneval soit exclusivement liasique. Les brèches qui forment des intercalations répétées dans la partie haute de l'ensemble schisteux de Bonneval, rappellent beaucoup les brèches à *Nummulites* de la zone des Aiguilles d'Arves (Villarclément), sans qu'on y ait cependant trouvé jusqu'ici, aucun fossile tertiaire ; par contre celles de la base du complexe schisteux se relient nettement aux brèches calcaires à *Bélemnites* du Lias (Brèche du Télégraphe, W. K.). Il est donc possible que le sommet de la série des schistes lustrés de Bonneval appartienne à l'Eogène. En tous cas, la présence de nombreux blocs de brèches semble indiquer, dans cette région septentrionale de la Tarentaise, un faciès plus littoral et un régime de sédimentation plus troublé que dans les pays classiques de Schistes lustrés.

Si l'on considère que, en Valais, les schistes lustrés apparaissent au sein des nappes, plus extérieures encore, du Simplon, on demeure convaincu du non-parallélisme dans les Alpes, des zones isopiques et des unités tectoniques ».

Comme je le montrerai, tout ce complexe entre le col du Petit-Saint-Bernard et celui de la Seigne correspond non à un seul, mais à deux ensembles. Comme je le montrerai également les brèches de base appartiennent au Nummulitique comme tout l'ensemble qui se trouve au-dessus, de sorte que le Nummulitique n'est pas formé par des intercalations répétées de brèches dans la partie haute de l'ensemble schisteux de Bonneval qui appartiendrait au Lias ; tout est nummulitique. Donc dans la nappe de l'Embrunais n'apparaît pas *le type mixte du Lias* faisant transition avec le faciès des schistes lustrés.

Dans une seconde note [178] les auteurs s'appuient sur les arguments qu'ils ont donnés pour montrer, comme Boussac, que la série des schistes lustrés est une série compréhensive allant du Trias à l'Eogène. Je crois avoir pu montrer qu'il y a discontinuité de sédimentation avant le Nummulitique.

En consultant les magnifiques volumes de la *Geologie der Schweiz* [179] on voit que Alb. Heim (1921-22) comprend notre région comme le bord frontal de la série penninique, correspondant à la zone de Sion. Cette zone est formée de schistes lustrés liasiques au moins jusqu'à la frontière franco-italienne, comme l'on peut s'en rendre compte par la carte géologique schématique du Massif du Mont Blanc, des Aiguilles Rouges et des Arpilles à la planche XII.

En 1921, eut lieu pour la deuxième fois la réunion extraordinaire de la Société Géologique en Tarentaise. Les environs de Moutiers furent étudiés. C'est pourquoi nous devons à Kilian et à Révil (1921) [180-182] quelques mots sur les brèches polygéniques qui pour ces auteurs appartiennent toujours au Nummulitique. « Elles se poursuivent, écrit Kilian [181], plus au Nord dans les montagnes de Pierre Menta et du Roignais, la région des Chapieux, où des brèches se trouvent intercalées à plusieurs reprises dans la partie haute des Schistes lustrés, ce qui paraît indiquer l'existence de discontinuités de sédimentation dans le sommet de cette série compréhensive, en grande partie liasique ».

Dans l'ouvrage de Kober (1923) *Bau und Enstehung der Alpen* [184] nous voyons que l'auteur place la nappe de l'Embrunais dans les plis helvétiques auxquels il la fait se raccorder. Il y a là une erreur qui mérite d'être soulignée.

De la synthèse de Staub (1923-26), nous retiendrons [184, 188, 197] que, à la suite d'Argand il considère la nappe de l'Embrunais comme une dépendance de la nappe du Grand-Saint-Bernard, prenant naissance en son flanc inverse.

Roch (1924-26) [186, 194, 196] étudia ensuite le massif d'Hautecour. Nous remarquerons que dans la partie septentrionale de la carte publiée avec sa monographie, une grande partie des couches indiquées en Lias doivent être rapportées au Nummulitique.

Entre temps (1924), j'ai donné une note [187] dans laquelle j'indique la présence de Chondrites en Tarentaise montrant ainsi que le Nummulitique existe. Ce sont les premiers fossiles qui aient été trouvés dans ces formations. J'ai également conclu à l'attribution du terme JL au Nummulitique. Quant à la base du Nummulitique, je l'ai placée au voisinage des brèches admettant la possibilité de la superposition des brèches nummulitiques aux brèches liasiques. En même temps, j'ai donné une coupe de terrains qui peut être considérée comme typique en Tarentaise.

É. Haug (1925) a admis cette présence du Nummulitique dans sa *Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales* [190]. Je ne puis m'empêcher de faire remarquer avec quelle justesse mon regretté et savant Maître place la limite occidentale de la nappe de l'Embrunais. Quant à la limite orientale, il la fait passer par le Petit-Saint-Bernard, la Pointe Leisette, Aime. Il ne distingue donc pas la zone du Petit-Saint-Bernard de la nappe de l'Embrunais.

Moret et Révil nous donnent des renseignements intéressants, le premier sur les ressources minérales [192], le second sur l'hydrologie [193].

S. Franchi [198] nous montre en 1927 que la zone de Courmayeur est autochtone et que vers le Sud le Lias qu'elle renferme passe graduellement à celui des environs de Moutiers. C'est ce qu'indiquent également les profils établis par Stella [202].

Dans quelques notes préliminaires [200, 201, 203, 205] j'ai avancé quelques-uns des résultats consignés ici. J'ai notamment séparé de la nappe de l'Embrunais ce que j'ai appelé la zone du Petit-Saint-Bernard que M. Pierre Termier [204] rapproche du Mont Jovet. J'ai donné les raisons qui m'ont fait admettre la présence de Nummulitique en Tarentaise. Ce qui fut aussi en dernier lieu l'opinion de M. M. Gignoux [195 et 199].

Enfin la carte géologique de la Savoie de M. Moret [206 et 206'] nous présente, en particulier, l'idée, fausse à mon avis, que l'on se faisait du bord chevauchant de la nappe du Briançonnais.

CHAPITRE III

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE

INTRODUCTION

Je décrirai d'abord la région, unité tectonique par unité tectonique. De cette description, dans les chapitres suivants, je tirerai les conclusions d'ordre stratigraphique et tectonique.

Pendant mes courses je n'ai retenu, des travaux de mes devanciers, que les faits positifs, très certains, tels que les trouvailles de fossiles, les descriptions minutieuses que j'ai tenues à revoir sur le terrain. J'ai rejeté, systématiquement tous les faits mal assurés, toutes les conclusions incertaines, toutes les hypothèses et les interprétations pour ne rester que dans le domaine purement objectif.

Avant d'entreprendre la description géologique détaillée, je tâcherai d'établir très sommairement la stratigraphie dans le massif de la Pointe de l'Echelle, situé au N.W. d'Aime. C'est là d'ailleurs que, en débutant, j'ai cherché à établir la succession des couches. Plus tard nous verrons cette stratigraphie se confirmer par l'étude de toutes les autres parties de la nappe de l'Embrunais ; elle est donc exacte.

Puis je donnerai également un aperçu des différentes unités tectoniques, en me basant sur le fait que le Trias est presque toujours le terrain le plus ancien et représente par conséquent les anticlinaux.

Aperçu préliminaire sur la succession et la nature des terrains. Coupe du synclinal de la Pointe de l'Echelle. — Dans ce but nous suivrons simplement la ligne de partage des eaux du vallon du torrent du Cormet d'Arèches et du vallon de Tessens. Nous parcourerons la crête montagneuse de la Pointe de Combavent (ou Roche à Thomas) et de la Pointe de l'Echelle (ou Pointe de Combe Bénite), entre les chalets de Pra Spa (au S.W. des Thiabord) et le Col de la Pointe de Colonne Noire (ou de la Roche de la Corne Noire). Cf. Pl. IX, fig. 5.

Un peu au-dessus de Pra Spa, nous voyons une bande *dolomitique* bien reconnaissable. Il s'agit là de couches triasiques avec une épaisseur qui n'est pas grande, de l'ordre d'une vingtaine de mètres tout au plus.

En gravissant la pente de la Roche à Thomas vient d'abord un *calcaire cristallin*, gris blanc, tout à fait analogue à celui que nous pourrions voir aux Etroits duCieix ou bien dans les carrières de marbre de Villette. Là à Villette il est incontestablement liasique d'après les nombreuses bélemnites qu'il renferme.

Au-dessus, toute la Roche à Thomas est constituée par des *conglomérats*. Leur ciment est calcaire, souvent cristallin. Il se charge fréquemment de grains de quartz qui peuvent même prédominer sur le ciment. Dans les galets du conglomérat on reconnaît d'abord des dolomies grises et jaunes, des calcaires gris ou noirs du Trias, puis, plus rarement, des calcaires cristallins blancs ou gris, largement cristallisés, quelquefois bréchoïdes et tout à fait semblables au calcaire cristallin liasique de Villette. A côté de ces éléments calcaires, on en trouve de siliceux, avec des quartzites du Trias et des roches cristallines, granites, micaschistes et gneiss. Ce sont tantôt les roches sédimentaires, tantôt les roches cristallines qui prédominent. La grande variété possible non seulement du ciment, mais aussi de la nature des éléments, entraîne une grande diversité dans la physionomie de ces conglomérats.

Vers l'altitude 1.400 mètres, des *quartzites*, d'un vert-olive très foncé, à grain très fin, compacts, en bancs épais assez réguliers, alternant avec des *schistes noirs* fissiles, succèdent aux conglomérats.

Puis viennent des *calcaires gréseux ou des grès calcarifères* se débitant en très gros bancs. Ils sont quelquefois microbréchiformes.

En continuant de suivre l'arête jusqu'à la Pointe de l'Echelle, on voit progressivement les couches devenir de moins en moins épaisses et se liter de plus en plus régulièrement. Les quartz diminuent de taille et sont finalement rares ; des schistes se sont intercalés, de sorte que la série passe à une alternance de calcaires bleus ou brun gris, très foncés, avec des schistes noirs. Il s'agit de Flysch, dans le sens alpin du terme, non seulement au point de vue pétrographique, d'après les caractères que nous venons d'indiquer mais aussi quant à l'âge. Nous verrons en effet que les couches qui viennent d'être énumérées, depuis les conglomérats sont nummulitiques.

Si nous descendons de la Pointe de l'Echelle vers la Pointe de Colonne Noire nous retrouvons en sens inverse la même succession. Les couches gréseuses reprennent de l'importance au détriment du calcaire. Les microbrèches se montrent de plus en plus abondantes pour finalement prédominer avec les grès. Les couches deviennent plus massives. Après les *grès calcaires à microbrèches* apparaissent des *quartzites verdâtres et des schistes noirs*, ici très épais. Un banc de ces quartzites forme le Rocher de Corne noire, sauvage et terrifiant par son air sombre et lugubre. Plus bas se succèdent des *brèches polygéniques*, des *calcaires schisteux*, bleuâtres, écrasés, un calcaire *cristallin blanc liasique*, enfin des *dolomies*.

La coupe précédente, à travers le massif de la Pointe de l'Echelle, nous montre de toute évidence un synclinal dont on peut résumer la succession stratigraphique de la façon suivante :

1° Dolomies triasiques ;

2° Calcaire cristallin blanc ou grisâtre, spathique, identique à celui qui à Villette contient des bélemnites liasiques;

3° Calcaires bleuâtres, schisteux (rencontré à l'W du synclinal mais manquant à l'E);

4° Conglomérats;

5° Quartzites verdâtres et schistes noirs;

6° Grès calcarifères et microbrèches en gros bancs massifs;

7° Calcaires bien lités soit bleuâtres, soit grisâtres ou brunâtres, soit microbréchiformes et alternant avec des schistes subordonnés.

Au Nord de la Pointe de l'Echelle dans les quartzites verdâtres et les schistes noirs, j'ai trouvé quelques plaquettes de calcaires gréseux renfermant *Chondrites* (*Phycopsis*) *arbuscula* Fischer et Ooster, *Ch. Targionii* Adol. Brongn., *Ch. intricatus* Ad. Br., *Ch. cf. affinis* Sternb.

Ces couches n° 5 appartiendraient donc au Nummulitique ainsi que celles qui se trouvent au-dessus, dans la limite où les Chrondrites peuvent permettre de fixer l'âge d'un terrain.

Mais où placer la base du Nummulitique? Faut-il ranger les conglomérats dans le Lias ou dans le Tertiaire? Ou bien encore, est-il possible, comme le pensaient W. Kilian et J. Révil [171] qu'il y ait dans ces conglomérats une partie inférieure liasique et une partie supérieure nummulitique. C'est ce que nous allons chercher à déterminer en suivant le chemin qui remonte le vallon de Tessens pour aboutir au Bouillissoir de la montagne de ce village. Suivant ce chemin vers l'amont on reconnaît d'abord les *schistes noirs à quartzites verts*. Viennent, ensuite, des *brèches polygéniques* à ciment gréseux, puis des brèches à *ciment calcaire* et très peu gréseux. Les éléments sont en particulier des roches calcaires. Si le contact entre les deux brèches paraît net au premier abord, soit à cause des différences de teinte des deux brèches, soit par suite de la nature du ciment et de la grandeur des éléments, il n'en est pas de même en regardant de près. On voit alors qu'il y a tous les passages entre les brèches polygéniques et celles qui ne le sont pas.

Toutes ces brèches sont en relation, vers le haut, avec les quartzites verts et les schistes. Il semble donc bien que, si ceux-ci sont nummulitiques, il doit en être de même des conglomérats. Lorsque j'en parlerai je les considérerai comme tels. Nous verrons cette hypothèse se vérifier par la suite.

Il n'a pas été question des terrains antérieurs au Lias parce que ceux-ci sont tout à fait semblables à ceux des autres régions alpines.

Aperçu sur la tectonique.

Si l'on considère l'ensemble de la région, on voit plusieurs longues bandes triasiques anticlinales séparant autant de synclinaux. Pl. IX et X.

A l'Ouest, une bande triasique de dolomies, de cargneules, de gypse débute au bord méridional de la feuille de Bourg Saint-Maurice, au Sud de la cote 2038,

un peu à l'Ouest du méridien 4 gr. 70'. Plus au Nord, elle passe à l'Est du Quermoz (au N.W. de Villette), franchit le passage de Villette, le col de la Pierre Percée et se poursuit plus au Nord jusqu'au cormet de Roselend, sous les alluvions. Cet anticlinal triasique limite, à l'Ouest, une zone où les imbrications dominent : C'est *la zone des imbrications du Quermoz et de la Bagnaz.*

Plus à l'Est, une seconde bande triasique se détache de la précédente, dans le vallon du Nant de Tessens, au Bouillissoir. Plus au Nord, elle franchit le col de la Pointe de Colonne Noire, situé entre le Crêt du Rey et la Pointe de l'Echelle au N.W d'Aime ; puis elle disparaît localement, mais est à nouveau visible au col du Coin qui, à l'Ouest de la Grande Parei, fait communiquer le vallon du Cormet d'Arèches avec celui de Treicol. Cette bande triasique limite, à l'Ouest, une longue zone de Flysch que j'appelle *le synclinal du Crêt du Rey.*

Plus à l'Est encore, un très large anticlinal de quartzites triasiques affleure sur le versant oriental de la chaîne de la Portetta, de la Grande Parei, de la Pierre à Menta, chaîne située exactement au Nord d'Aime et à l'Ouest de Bourg Saint-Maurice. On peut le suivre jusque dans la Combe de la Nova, au S.W. des Chapieux. Vers le Sud, au contraire, l'anticlinal se distingue moins nettement. Il s'enfouit sous la large bande de conglomérats de la Roche à Thomas et se poursuit jusqu'à Villette, en passant par Charves. C'est *l'anticlinal de la Portetta-Combe de la Nova.*

Il est flanqué, à l'Ouest, d'une large bande de Flysch dans lequel sont entaillées la Pointe de l'Echelle et les crêtes avoisinant le chalet de Parozan, au N.E. de Treicol. C'est ce que je nommerai *le synclinal de la Pointe de l'Echelle Parozan.* Au Nord, on peut le suivre jusqu'au Cormet de Roselend. Au Sud de la Pointe de l'Echelle, il devient très complexe c'est toute la série des plis compris entre le Trias du Passage de Villette et celui de Charves.

A l'Est de l'anticlinal de la Portetta, s'étend l'immense *synclinal du Roignais* presque entièrement constitué par du Flysch qui, au Sud, débute à l'Est de Villette, au bord de l'Isère et s'étend, plus au Nord, par le Mont Rosset, le Roignais, montagnes situées à l'Ouest de Bourg-Saint-Maurice et plus au Nord encore par la Terrasse et la Clavettaz qui dominent les Chapieux, l'une au Nord, l'autre à l'Est.

Maintenant, je vais décrire chacune de ces unités tectoniques en commençant par celles qui sont à l'Ouest et en les suivant du Sud au Nord.

I

LES ZONES IMBRIQUÉES DES MONTAGNES DE LA BAGNAZ ET DU QUERMOZ

1. La zone triasique formant la limite orientale.

Je commencerai par donner quelques indications sur la bande orientale de Trias qui forme la limite de cette zone.

A 400 mètres à l'Est du lac Dussault existe un anticlinal triasique, bordé, des deux côtés, de calcaire cristallin liasique. Vers le Sud (sur la feuille de Moutiers) il atteint presque les chalets de la Faverges. Il se termine, en effet, à 500 mètres à peine au Nord de ceux-ci, non loin d'une croix plantée sur une petite éminence. Au Nord, l'anticlinal triasique de direction N.-S., se dirige vers le N.N.E., et passe à l'Est du chalet de Polmaz [1] après s'être enfoui sous un large placage de glaciaire. Là son passage sous ce glaciaire est marqué par de nombreuses olettes, très abondantes également au N.E. du chalet de la Polmaz. Plus au Nord encore, à l'Ouest du chalet de la Pouillouse, les entonnoirs arrivent à se toucher, ne laissant entre eux que d'étroites crêtes. Le gypse qui se voit là, est d'une blancheur éclatante. Il est bordé de chaque côté d'un mince lit de dolomies ou de cargneules.

Le Trias, plus au Nord, traverse la combe du Nant d'Agôt sous un large manteau de Quaternaire. Il en ressort vers l'altitude de 2.000 mètres, puis s'élargit considérablement jusqu'au passage de Villette. Le gypse est là très développé. Il y est bordé, tant à l'Ouest qu'à l'Est, par une mince bande comprenant de bas en haut des schistes, des *cargneules* et des *dolomies*. Une bande de dolomie se trouve également au centre du gypse, ce qui montre que l'anticlinal est dédoublé.

Plus au Nord, le Trias passe à l'Ouest du Chalet du Sarpentant. Au Bouillissoir, il s'élargit à nouveau considérablement atteignant son maximum de dimension ; c'est qu'il est franchement dédoublé. Ainsi naît le synclinal du Roignais. Pour le moment nous ne suivrons que la branche occidentale, celle qui longe le flanc ouest de la Montagne du Crêt du Rey et traverse le col de la Pointe Percée. Pendant cette dernière partie du trajet, le gypse a disparu ; seules restent les cargneules et les dolomies. Plus au Nord, le Trias s'enfouit sous les alluvions. Nous nous arrêtons là provisoirement car au delà, les discontinuités deviennent nombreuses.

Suivant le trajet que nous venons d'effectuer dans les montagnes de Montgi-

[1] Ce chalet, non indiqué sur la carte au 50.000e est à peu près à 500 mètres à l'Est du passage de Boson, à l'altitude de 2.020 mètres environ.

rod [1], le pendage est dirigé vers l'Ouest ; dans celles de Villette il devient vertical ; dans celles de Tessens enfin, il passe franchement à l'Est.

2. La montagne de Montgirod. Cf. Pl. IX, fig. 1 et 2.

A l'Ouest de la bande triasique, la montagne de Montgirod comprend les pâturages qui s'étendent sur la longue croupe allant du lac Dussaut (1090 m. 5 du plan directeur) au sommet du Quermoz (2.301 m.). Sur cette croupe on note la présence du lac du Boson et le passage du même nom qui permet de se rendre de Montgirod à Grand Naves. La croupe elle-même sépare les régions de Naves et de Montgirod. Couverte de pâturages, elle offre à l'Est des pentes plus douces qu'à l'Ouest.

Dans les montagnes de Montgirod, de Villette, où les pâturages sont très abondants, où la topographie est molle, il est nécessaire de procéder à l'étude de la région, d'abord par des coupes faites le long des ravins ou le long des crêtes, seuls points où l'observation soit assez facile, et d'essayer ensuite de raccorder les observations ainsi obtenues.

Coupe des chalets de la Charmette au Lac Dussaut. — Pour nous donner une idée de ce que peut être la zone étudiée, nous la traverserons de l'Ouest à l'Est, en allant des chalets de la Charmette au Lac Dussaut.

Les chalets de la Charmette se trouvent à l'altitude de 1.700 mètres au bord d'un chemin qui passe au milieu de la forêt au Sud de Grand Naves. Nous partirons de ces chalets et remonterons jusqu'au lac par un ravin dirigé W.-E. à l'Ouest de celui-ci.

Nous observons, avec un pendage constamment dirigé vers l'E.S.E. la succession suivante :

1° *Des schistes noirs* bien feuilletés, à miches. Ils affleurent près des chalets de la Charmette. Ils sont incontestablement autochtones, et d'âge aalénien. A l'Est ils sont cachés par un manteau de Quaternaire. Ces terrains autochtones sont encore à ranger dans la zone dauphinoise. Après quoi nous rentrons dans la nappe de l'Embrunais.

A. — 2° *Des schistes verts* très puissants. Marcel Bertrand a montré qu'ils sont triasiques. On les trouve au pied du ravin. Ils forment dans la forêt des escarpements souvent assez raides.

3° *Des calcaires gréseux et des schistes* affleurant un peu au-dessous d'un chemin. Leur pendage est faible. Leur situation entre deux bandes triasiques paraît étrange ; et l'on est loin de les attendre là, d'autant plus qu'ils ont un caractère de Flysch très prononcé. Les contacts sont très obscurs, aussi pourrait-on, à la rigueur les prendre pour une masse éboulée.

Les schistes verts et les calcaires gréseux 2 et 3 peuvent déjà être attribués à une unité tectonique que j'appelle A.

[1] J'emploierai souvent ce terme commode de *montagne*, appliqué par les habitants de la région, pour l'ensemble des pâturages qui dépendent de tel ou tel village.

B. — 4° Une mince bande *de cargneules.*

5° Deux bancs de *conglomérats*, qui présentent tout à fait l'aspect des brèches du Télégraphe du Ciboulet, brèches dans lesquelles il a été trouvé près de Moutier, un *Rhacophyllites diopsis* Gemm. Ces deux bancs de brèches sont séparés l'un de l'autre par des calcaires bien lités. L'épaisseur totale est d'environ 100 mètres.

6° *Une zone de broyage* bien visible dans le ravin. Elle mesure plusieurs mètres d'épaisseur et est formée soit de roches écrasées diverses à contours anguleux, soit par une véritable mylonite de dolomies.

7° *Des calcaires bien lités, quelquefois gréseux.* A la partie inférieure, les intercalations gréseuses et schisteuses sont très rares, de sorte que ces couches présentent tout à fait un aspect liasique, d'autant plus qu'il n'est pas rare d'y trouver des nids de brèches à éléments dolomitiques seuls. Les couches montent très haut, forment la partie principale de l'escarpement du ravin dans lequel nous cheminons.

Dès l'altitude de 1.910 mètres, les bancs gréseux et les schistes apparaissent ; ils deviennent de plus en plus abondants au fur et à mesure que l'on gravit le ravin. Les microbrèches sont fréquentes et très quartzeuses.

8° a) *Des brèches* à éléments dolomitiques seuls.

b) *Des brèches polygéniques*, très gréseuses et feldspathiques, contenant de très nombreuses roches cristallines, forment la croupe située à l'Ouest du Lac Dussaut dont l'altitude est un peu supérieure à 2.040 mètres.

9° *Des schistes noirs* formant une mince bande. Ils contiennent des galets de roches cristallines.

10° *Des brèches polygéniques* ou des *microbrèches*, jusqu'au Lac Dussaut.

11° *Des calcaires gréseux et des schistes* tout à fait semblables à ceux de la Pointe de l'Echelle. Nous avons donc affaire à du Nummulitique. Vers l'Est, ces couches deviennent plus gréseuses, même microbréchiformes. Plus au Sud apparaissent de véritables brèches polygéniques mais très écrasées. Les couches 8 à 11 représentent la succession normale du Nummulitique telle que nous l'avons étudiée à la Pointe de Combavent. Cependant ici apparaissent des conglomérats polygéniques dans les microbrèches.

12° *Du calcaire cristallin liasique.*

13° *Des dolomies triasiques.*

Le pendage de toutes ces couches est constamment et régulièrement dirigé vers l'E.S.E., comme nous l'avons vu au début. Dans l'escarpement il varie entre 20 et 35°. Mais plus on se dirige vers l'Est plus il s'accuse, atteignant jusqu'à 45°.

Les schistes triasiques du n° 2 reposant directement sur les schistes aaléniens du n° 1, il y a entre la zone dauphinoise et la zone de la nappe de l'Embrunais le contact anormal déjà souligné.

Si maintenant nous considérons l'ensemble surmontant l'autochtone, nous y reconnaissons une première unité tectonique déjà notée, A, et formée d'une lame de Trias et de Flysch, celui-ci étant décollé de son substratum comme le

montrent les suppressions de couches. Puis à partir de 4 vient le complexe désigné par B. Il est essentiellement formé par un anticlinal de brèches polygéniques (couches 8), flanqué de chaque côté par des couches plus récentes, à savoir à l'Ouest le Flysch 7 et à l'Est les schistes et brèches 9, 10 et 11.

Le synclinal occidental, le synclinal oriental, le premier à l'Ouest le second à l'Est ont leur flysch décollé, comme le montre la suppression des conglomérats.

Le flanc occidental du passage de Boson, étant recouvert d'arbustes très serrés, très gênants pour l'observation, il est aussi nécessaire d'examiner successivement les différents ravins :

Coupe du ravin de l'Orgère. — La coupe du ravin de l'Orgère montre :

B. — 1° *Des dolomies* en face du chalet de l'Orgère. Les couches situées plus bas sont recouvertes de glaciaire.

2° *Un calcaire cristallin liasique* un peu bréchoïde. On y trouve également des brèches du type de celles des Etroits du Ciboulet. Il y a là une juxtaposition très intéressante de ces deux faciès.

3° *Des calcaires d'aspect liasique.*

Toutes ces couches ont subi un écrasement considérable qui d'ailleurs correspond à la mylonitisation observée dans la coupe précédente.

4° *Des calcaires gréseux et des schistes* formant le restant de la pente de la montagne. On doit les considérer comme appartenant probablement au Flysch. Ce sont les mêmes que 7, de la coupe ci-dessus. Ici encore sous le Flysch s'observe une écaille de Trias et de Lias. Notre 1, 2, 3 et 4 du ravin de l'Orgère constitue l'équivalent de la base de l'unité tectonique B de la coupe précédente.

Ravin entre le chalet des Terreaux et le passage du Boson. — On note :

1° *Des schistes noirs liasiques* de l'autochtone affleurant tout près des Terreaux ;

A. — 2° Un gros banc de *cargneules*, d'où sortent d'abondantes sources ;

3° *Des schistes verts* triasiques dont la partie inférieure et la partie supérieure sont cachées par des éboulis ou du glaciaire ;

4° Un espace couvert d'éboulis ;

B. — 5° *Des dolomies et des cargneules* peu épaisses, dans le ravin vers l'altitude de 1.850 mètres ;

6° *Des calcaires noirs et des schistes* ayant une épaisseur de 10 mètres environ. Dans le massif du Grand Fond, des roches semblables sont associées à des lumachelles et appartiennent à l'extrême base du Lias et même en partie au Rhétien. Leur position sous un calcaire cristallin justifie tout à fait ces comparaisons.

7° *10 mètres de calcaire gris, semi-cristallin*, indubitablement liasique, toujours par comparaison avec celui de Villette et des Etroits du Ciex ;

8° Une puissante masse de *calcaires et de schistes*, en bancs minces et bien

lités. Si l'on remonte le ravin, des brèches apparaissent et deviennent de plus en plus nombreuses vers le haut.

Le pendage de toutes les couches depuis 2 est de 20° vers l'E.S.E. En s'approchant du passage de Boson les brèches augmentent en quantité ; les *calcaires* deviennent plus quartzeux ; les intercalations, plus nombreuses. Ces faciès prédominent à l'Est du passage du Boson, au contact des brèches.

Les deux coupes précédentes ne montaient pas jusqu'aux couches supérieures 7 à 12 de la première coupe. Celles-ci cependant plus ou moins distinctes se poursuivent vers le Quermoz. Dans l'ensemble il y a toujours un anticlinal de brèches flanqué de Flysch. Et le synclinal oriental se complète à l'Est de conglomérats aux dépens des calcaires liasiques qui disparaissent.

Les deux coupes précédentes sont analogues. Nous y retrouvons à peu près tous les mêmes éléments. Les cargneules et les schistes verts de la coupe des Terreaux représentent la base de l'écaille A. Les dolomies, 1, de la coupe de l'Orgère et les dolomies, 5, de la coupe des Terreaux sont le prolongement du Trias de la base de la zone B.

Si l'on reprend le détail de l'exposé précédent on voit que les variations dans le sens longitudinal sont insignifiantes.

Au Nord du ravin des Terreaux, les observations deviennent, pour ainsi dire, impossibles : tout est couvert de végétation. Je noterai cependant au S.E. du chalet du Vay un affleurement de gypse, d'un blanc éclatant, qui se trouve dans le prolongement exact du banc de dolomies et cargneules n° 5 de la coupe précédente.

3. Montagne de Villette.

Faisant suite à la montagne de Montgirod vient au Nord du Quermoz la montagne de Villette. Une crête la sépare de celles de Naves situées sur le versant occidental. Le versant de Naves est abrupt, les pentes orientales sont au contraire plus douces. La Montagne de Villette comprend notamment le sommet de la Croix de la Bagnaz (2.376 m.) et le Passage de Villette (2.288 m. 6) qui permet de passer de la montagne de Villette à celle de Tessens située plus au N et également sur le versant occidental.

Coupe du chalet de Beauregard vers le chalet de Sizery. — Comme pour l'étude de la Montagne de Montgirod, nous débuterons par une coupe. Elle commence aux chalets de Beauregard, sur le versant de Naves, passe à la cote 2326, au Nord du Quermoz, puis longe la crête qui domine au Sud le vallon du Nant d'Agôt.

Nous trouvons successivement :

1° *Des schistes liasiques* affleurant aux chalets de Beauregard. Ils appartiennent certainement à la zone dauphinoise ;

A. — 2° *Des cargneules* triasiques, affleurant un peu au-dessus des chalets,

vers l'altitude de 2000 mètres entre des éboulis et du glaciaire, qui ne permettent pas de voir quelles sont les relations avec les terrains avoisinants.

3° *Des schistes verts et violets.*

4° *Des quartzites triasiques* en bancs épais, d'un gris verdâtre.

5° *Des schistes verts et violets.* Les quartzites alternent à leur partie supérieure avec des schistes verts et violets. Il y a passage insensible. Les quartzites sont d'abord prédominants. Puis petit à petit les schistes prennent de plus en plus d'importance. Finalement les schistes verts et violets existent seuls. Ils forment des abrupts ravinés et de teinte sombre.

A la base, au voisinage des quartzites, les schistes renferment de très beaux exemplaires d'hématite spéculaire, en grands cristaux, bien dégagés et très propres. Le pendage de ces schistes est d'environ 30° vers l'E.S.E.

On sait que ces schistes sont triasiques d'après M. Bertrand [98]. On aurait alors un anticlinal de quartzites au milieu des schistes. Mais on peut également se demander si les schistes inférieurs aux quartzites n'appartiennent pas *au Permien.*

6° Une petite bande de *microbrèches gréseuses*, ayant à peine une vingtaine de mètres d'épaisseur, et rappelant incontestablement les couches de base du Flysch, telles que nous les avons vues à la Pointe de Combavent.

7° *Des calcaires gréseux alternant avec des schistes* et en tous points semblables à ceux du Flysch.

8° *Un calcaire cristallin* d'aspect liasique.

B. — 9° Une bande de *cargneules* ;

10° Du *calcaire cristallin* identique à celui du n° 8 ;

11° *Des calcaires gréseux et des schistes du Flysch* ;

C. — 12° *du calcaire cristallin*, identique à 8 et 10 ;

13° *Des brèches peu épaisses* ;

14° *Des schistes et des calcaires*, très épais, formant au Nord du Quermoz un escarpement qui domine le vallon de la Bagnaz ou du Nant d'Agôt.

Près du Trias suivant, il y a un liseré assez mal défini de calcaire semi-cristallin, peut-être liasique. La majeure partie de 12 paraît bien toutefois devoir se rapporter au Flysch tel que nous le connaissons à la Pointe de l'Echelle, quoique les brèches ici intercalées ne soient pas polygéniques comme à la Pointe de l'Echelle.

15° Des dolomies et gypse du Trias, appartenant à la bande qui limite à l'Est la zone que nous étudions.

La coupe montre que les couches peuvent être groupées en trois unités tectoniques. La première, qui n'est autre que A, comprend à l'Ouest un anticlinal percé jusqu'aux quartzites et chevauchant l'autochtone, puis à l'Est un synclinal de Flysch décollé de son substratum comme le montre la suppression des couches de base tels que les conglomérats. La seconde unité B, comprend à l'Ouest un anticlinal triasique et un synclinal de Flysch qui a joué pareillement sur ses deux bords, avec le substratum. La troisième, C, est limitée à l'Ouest par un anticlinal ouvert jusqu'au Lias seulement et comprend à l'Est un syncli-

nal complet jusqu'au Flysch. Le bord oriental de ce synclinal est par contre laminé, car le Flysch supporte directement le Trias limite du n° 13.

Raccord avec les couches de la Montagne de Montgirod. — Je vais essayer maintenant de raccorder les couches de ces trois unités distinguées, à celles que nous avons examinées précédemment lors de l'étude de la Montagne de Montgirod.

Il est très facile de raccorder l'unité tectonique A, à schistes triasiques, à l'unité A des Terreaux et des Charmettes malgré la grande extension du Quaternaire au chalet du Vay. Elle possède les mêmes caractères. Aux Charmettes elle comprend également du Flysch à sa partie supérieure, mais bien plus réduit.

L'unité tectonique B est plus difficile à suivre :

La bande de cargneules 9 de la coupe précédente se dirige vers le Sud. La végétation, les éboulis ne permettent plus bientôt de la suivre. Malgré cela sans aucun doute, elle se raccorde avec le gypse au Sud du Chalet du Vay, c'est-à-dire avec les couches triasiques de la base de l'unité B des plis de la montagne de Montgirod. Dans la montagne de Montgirod comme dans la montagne de Villette, cette unité B est caractérisée par du Lias. Quant au Flysch de cette même unité, il va se perdre sous le Flysch qui affleure à l'Ouest du passage de Boson.

Quant à C, si l'on suit la bande occidentale anticlinale, on voit le calcaire cristallin 12 et les brèches 13 se poursuivre jusqu'au petit col au Nord du Quermoz puis disparaître par écrasement vers le Sud. Quant au Flysch 14 il laisse bientôt apparaître vers le Quermoz des conglomérats. Ceux-ci se montrent en anticlinal et vont se raccorder avec ceux du passage de Boson et du lac Dussaut. L'anticlinal présente plusieurs replis. L'une des voûtes anticlinales est parfaitement visible sur le flanc septentrional du Quermoz. Là on peut constater un fait assez rarement observable en Tarentaise : le Flysch comprend de gros blocs de brèches, le tout étant très laminé. C'est une grosse mylonite ; les bancs anticlinaux de conglomérat ont été pincés dans le Flysch, puis traînés et dissociés en grosses lentilles. Je dirai encore un mot au sujet des conglomérats. Ceux-ci sont généralement peu polygéniques. Les éléments du Trias y prédominent. Mais il y a également, plus rares, il est vrai, des micaschistes et des gneiss. Et j'y ai trouvé des silex noirs, tels qu'il en existe dans le calcaire cristallin liasique, soit à Villette, soit à Saint-Marcel-Pomblières.

Coupe des chalets de la Bataille, à la Croix de la Bagnaz et aux chalets de la Bagnaz. — On observe, cf. fig. 3 :

a) 1° au Nord du chalet de la Bataille, des *schistes liasiques autochtones.* A l'Est ils sont recouverts par du glaciaire ;

2° *du gypse* vers l'altitude de 2.100 mètres. Il n'affleure pas. Mais sa présence sous le glaciaire est trahie par de nombreux entonnoirs de dissolution ;

3° des éboulis abondants ;

A. 4° *des schistes noirs* micacés, des schistes noirs avec arkoses à amygdales très serrées de quartz et de feldspaths et d'autres roches habituelles dans le *Houiller*, attribuées à cet étage par J. Révil [96]. L'ensemble se trouve au pied des escarpements de la crête de la Croix de la Bagnaz ;

5° *des schistes violet lie de vin*. Vers le haut ils passent aux couches suivantes. Par leur position il est permis de se demander si ce n'est pas là du *Permien*. Ce sont ensuite des *arkoses* grossiers qui au sommet, deviennent de plus en plus fins.

6° ils passent ainsi à des *quartzites* incontestablement triasiques ;

7° *des schistes verts ou violets*, très épais, forment un escarpement d'au moins 100 mètres. Ils sont très ravinés. Comme dans une des coupes précédentes, on peut saisir le passage insensible des quartzites à ces schistes triasiques ;

8° *du Flysch* sous la forme de calcaires gréseux en petites plaquettes brunes et de schistes, et reposant directement sur les couches précédentes. On peut donc admettre un décollement à la base de ce Flysch ;

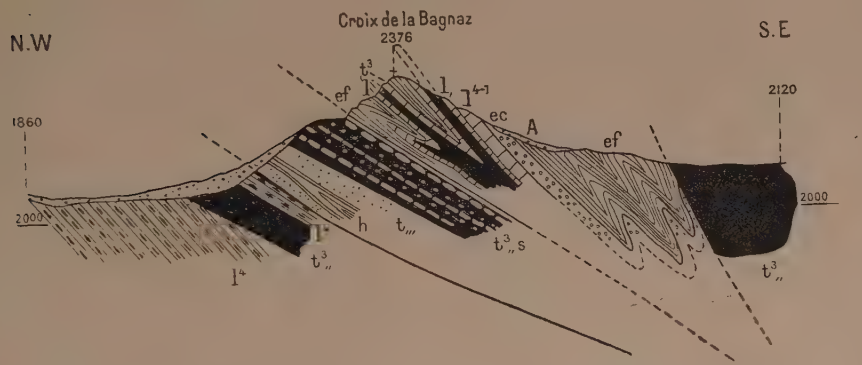


Fig. 3. — Coupe du sommet de la Croix de Bagnaz (voisine de la coupe des Chalets de la Bataille aux Chalets de la Bagnaz p. 100). Echelle ; 20.000e).

l^4 schistes à miches du Lias supérieur de la zone dauphinoise. **h, Houiller** (?), **Trias** $t_{,,,}$ quartzites, t^3 gypse et dolomie, t^3s schistes verts et violets, t^3 dolomies et cargneules. **Lias** : **I**, Rhétien et Lias inférieur *pro parte*, **l** et l^{4-1} calcaire cristallin. **Nummulitique** : **ec** conglomérats, **ef** Flysch. **Quaternaire** : **A** éboulis.

9° *un calcaire cristallin liasique* ;

B. 10° *des cargneules et des dolomies* ;

11° *du calcaire cristallin* ;

12° *du Flysch* calcaire très gréseux et quelquefois microbréchiforme, alternant avec des schistes et débutant par une assise de schistes noirs. Il forme le sommet de la Croix de la Bagnaz ;

13° *du calcaire cristallin* ;

C. 14° *des dolomies* grises, à patine jaune qui, au contact du calcaire cristallin précédent, montrent des intercalations de dolomies rougeâtres à structure amygdalaire témoignant d'un écrasement certain.

Au contact du calcaire liasique suivant, ces dolomies font place à de grandes dalles rouges ou lie de vin et vertes, roches très singulières que j'ai examinées attentivement :

Les roches rouges ou violettes sont à grain très fin. Elles font légèrement effervescence aux acides. L'examen au microscope montre que ce ne sont autre chose que des dolomies un peu ferrugineuses et contenant de nombreux silicates qui pour la plupart ont tous les caractères d'une fine séricite. Le quartz y est présent mais peu abondant.

Les roches vertes, d'un vert clair, ont une patine jaunâtre. La zone de décomposition est souvent très épaisse, atteignant parfois plusieurs centimètres. Ces roches ne font que faiblement effervescence aux acides. Ce qui montre qu'elles sont dolomitiques. Mais examinées au microscope on voit qu'elles sont également presque entièrement formées de silicates et en particulier de phyllites. Le fait le plus intéressant est la très grande abondance d'aiguilles de rutile, souvent en quantité extraordinaire, et le grand nombre de cristaux de tourmaline nettement de néoformation. C'est là la première indication d'un léger métamorphisme.

15° *a*) *des calcaires cristallins foncés,* assez bien lités, souvent noirs, craquelés. Par leur situation et leur aspect, ils semblent se rapporter au Lias inférieur.

b) *un calcaire cristallin gris ou blanc.*

Il forme un escarpement au-dessus des chalets de la Bagnaz. Ces calcaires sont massifs. Ils renferment parfois des microbrèches dont les éléments ne sont que des fragments de dolomies de petite taille et de contours toujours plus ou moins anguleux. Ce calcaire fournit des *bélemnites* et j'y ai trouvé des *encrines* visibles même à l'œil nu ;

16° *des éboulis* masquent la continuité des couches. Nous verrons qu'ils cachent *des conglomérats* ;

17° *du Flysch* en minces plaquettes gréseuses et brunâtres, à l'Est du chalet de la Bagnaz;

18° la bande triasique limite du passage de Villette.

Comme dans les coupes précédentes, on rencontre d'abord une *unité A* caractérisée par ses schistes verts et dans laquelle le Flysch est décollé. Puis vient une *unité B*, comprenant à l'Ouest un anticlinal ouvert jusqu'au Trias et la reliant à l'unité précédente. Elle comprend à l'Est un synclinal de Flysch si écrasé que les conglomérats de la base en ont disparu. L'*unité C*, se relie à la précédente par un anticlinal triasique. Dans cette unité, le Nummulitique, avec les conglomérats de base, y est largement représenté. Elle est chevauchée à l'Est par le Trias du passage de Villette.

En somme ici sur la transversale de la Croix de la Bagnaz on a une série de plis normaux se reliant les uns aux autres. Comme on peut en juger d'après la carte, ils sont très serrés les uns contre les autres. Les décollements y sont fréquents en particulier à la base du Nummulitique. En outre, un étirement général se manifeste dans le sens de la marche de la nappe de l'Embrunais, c'est-à-dire dans le sens de la hauteur.

Raccord de la coupe de la Croix de la Bagnaz avec la précédente. — Les différentes unités distinguées dans l'une et l'autre de ces coupes se raccordent très facilement.

Dans l'unité A, tous les éléments de notre coupe rejoignent ceux de la précédente. Cependant le Houiller disparaît sous les éboulis. On remarquera en outre, que le Flysch se complète à la base par l'adjonction de calcaire gréseux, et enfin que le synclinal de Flysch est au moins double, car entre les deux coupes, il laisse apparaître un noyau de calcaire cristallin qui se montre également au N.E. du chalet du Vay.

Les deux coupes sont semblables pour *l'unité B*, mais se raccordent plus difficilement. Le fond du synclinal de Flysch du sommet de la Croix de la Bagnaz apparaît très peu au-dessous du sommet; les deux calcaires cristallins et les deux Trias qui bordent ce Flysch tant à l'Est qu'à l'Ouest se rejoignent les uns aux autres, de sorte qu'entre les deux coupes dans une petite combe, n'apparaît que le Trias. Plus au Sud, le synclinal se complète à nouveau de Flysch.

Quant à *l'unité C*, elle se présente de même dans les deux coupes. Dans la coupe de la Croix de la Bagnaz, elle est toutefois un peu plus complète avec son Lias inférieur que l'on peut suivre assez loin vers le Sud.

Coupe suivant l'arête septentrionale du sommet de la Croix de la Bagnaz. — Cette coupe, faite au Nord du sommet de la Croix de la Bagnaz, montrera les différentes modifications que vont subir l'unité A et l'unité B, à très peu de distance de la coupe précédente.

La coupe toujours transversale montre (fig. 4) du Nord vers le Sud [1] :

A. ***b***) 4° *des schistes verts et violets très épais* ;
5° *des calschistes calcaires très gréseux et schistes du Flysch* ;
c) 6° *un petit banc de calcaire cristallin* ;
7° *des dolomies* alternant avec des *schistes verts et violets* ;
d) 9° *des calcaires gréseux du Flysch* ;
9'° *un banc de calcaire cristallin* ;
10° *des dolomies* ;
12° *un banc de calcaire cristallin* ;

[1] Comme les unités tectoniques, distinguées précédemment se subdivisent elles-mêmes et qu'ainsi les plis deviennent plus nombreux, j'emploierai afin de faciliter la description, des lettres minuscules pour nommer les anticlinaux.

De plus sans m'astreindre à un numérotage des couches suivant l'ordre naturel 1, 2, 3, etc je leur affecterai déjà des numéros qui correspondent à la coupe suivante, ce qui facilitera les comparaisons.

B. *e*) 13° des *dolomies* alternant avec des schistes verts et violets ;
15° du *calcaire cristallin* ;
16° du *Flysch*, le même que celui du sommet de la Croix de la Bagnaz ;
17° du *Trias*.

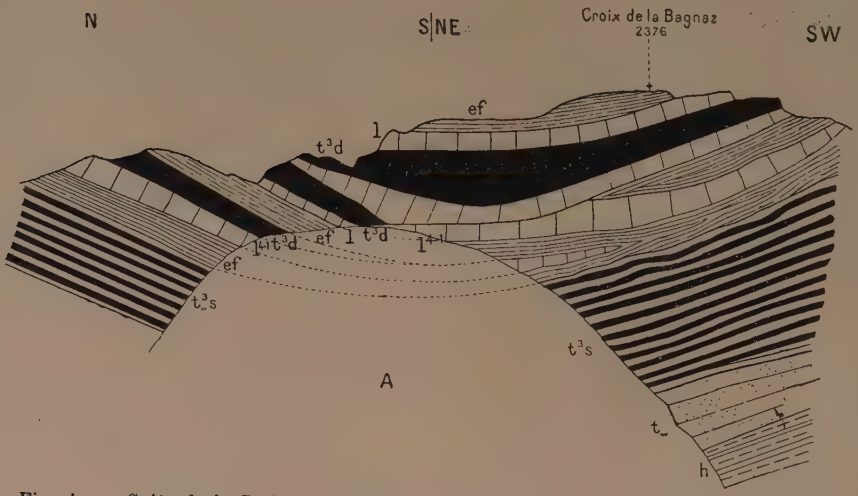


Fig. 4. — Crête de la Croix de la Bagnaz, vue de la base de son flanc occidental.

h. Houiller, Trias : t‴ quartzites, $t^3_{\beta}s$ schistes verts et violets, t³d dolomies, dolomies bariolées, cargneules. **Lias** : l et l^{4-1} calcaire cristallin. **Quaternaire** : **A** éboulis.

Nous avons ici des replis beaucoup plus nombreux que dans les précédentes coupes. Ils comprennent notamment au-dessous de la grande masse de schistes triasiques, trois anticlinaux de Trias. Tout cela est très serré, ne mesurant en tout que 300 mètres d'épaisseur.

Raccords des plis avec ceux de la coupe de la Croix de la Bagnaz. — Les schistes verts 1 sont les mêmes que ceux de l'unité A de la coupe précédente ; le Flysch qu'ils supportent, également d'une coupe à l'autre. Les dolomies 9 se raccordent à celles de la base de l'unité B. Les complications se sont donc produites dans le Flysch de l'unité A et toutes ces transformations peuvent se voir en examinant de son pied l'ensemble de la paroi rocheuse qui forme falaise à l'Ouest de la Croix de la Bagnaz. Le premier anticlinal de calcaire cristallin 6 et de Trias 7, disparaît à l'Est sous le Flysch. Le second anticlinal triasique 10 se ferme ; les calcaires cristallins 9′ et 12 se rejoignent probablement. Quant au synclinal de calcaire cristallin 8, sous le sommet de la Croix de la Bagnaz, il se remplit de Flysch qui arrive à recouvrir l'anticlinal précédent. Le raccord est ainsi complet. Nous avons vu les différents anticlinaux s'éteindre successivement dans le Flysch.

Les coupes précédentes nous avaient déjà montré de grandes lentilles de cal-

caire cristallin intercalé dans le Flysch de l'unité A. C'est à n'en pas douter une de ces lames anticlinales mise localement à jour.

Quant à l'unité B, elle n'a subi aucun changement important ; seul le calcaire cristallin du bord oriental du synclinal de Flysch a été laminé.

Coupe du chalet de la Chauvière au Passage de Villette. — La coupe que l'on peut faire du chalet de la Chauvière au Passage de Villette en suivant à peu près la crête qui sépare le vallon du Nant d'Agôt du vallon du Nant de Tessens, montre, de l'Ouest à l'Est, les couches suivantes (cf. Pl. IX, fig. 4, simplifiée pour les unités tectoniques *c* à *f*) :

a) 1° des *schistes liasiques autochtones*, renfermant très souvent des miches ;
2° du glaciaire et des éboulis ;
A. 3° des *quartzites* du Trias inférieur dessinant une voûte anticlinale très nette ;
b) 4° *des schistes verts-violets*, très épais, passant à la base insensiblement aux quartzites, de la même manière que dans plusieurs des coupes précédentes ;
5° une étroite bande de *Flysch* ;
c) 6° *un banc de calcaire cristallin* ;
7° *des dolomies* ;
8° *du calcaire cristallin* ;
d) 9° *du Flysch* ;
10° *des dolomies* ;
11° *des calcaires gréseux du Flysch* ;
12° *du calcaire cristallin liasique* ;
e) 13° *des cargneules* très épaisses ;
14° *des schistes rouges à amygdales de dolomie jaune*, présentant ainsi l'aspect du Jurassique supérieur du type briançonnais ; mais ici ce ne sont, en réalité, que des couches triasiques ;
15° *a*) un *calcaire noir fendillé*, craquelé, rugueux, alternant avec *des schistes noirs*. Il appartient sûrement au Lias inférieur et peut-être même au Rhétien ;
b) un *calcaire cristallin gris foncé*, pétri de lamellibranches de 1 centimètre à 2 centimètres de dimensions mais indéterminables ;
16° une petite bande de *calcaire très gréseux* en fines plaquettes et alternant avec des schistes ;
C. *f*) 17° *a*) des *dolomies* jaunes clair, grises, semi-cristallines *avec des cargneules* ;
b) *des schistes rouges et verts* triasiques ;
18° *a*) du *calcaire noir craquelé*, scoriacé, en petits lits alternant avec des schistes noirs du Lias inférieur. Les bancs vers le sommet deviennent de plus en plus épais ; les schistes disparaissent ;

b) *un calcaire cristallin gris*, devenant de plus en plus foncé vers la base, passant ainsi aux calcaires précédents. Ces calcaires renferment parfois des silex en grande abondance. Nous verrons qu'ils ont la valeur de fossiles, qu'ils indiquent un âge liasique ;

19° *des conglomérats nummulitiques* ;

20° *des calcaires gréseux* en petites plaquettes et des schistes du Flysch, le tout assez écrasé ;

21° *des quartzites verts et des schistes noirs peu épais* ;

22° une petite bande de *conglomérats* qui avec les quartzites et schistes précédents ne forment qu'une petite lentille ;

23° la bande triasique du Passage de Villette.

On voit que les complications sont portées à leur maximum au Passage de Villette.

Avec la bande de schistes verts et violets des escarpements qui dominent la Chauvière, nous avons donc cinq bandes triasiques de nature anticlinale et au-dessus de chacune d'elles se trouvent des lames de Lias et des lames de Flysch. La deuxième bande correspondant aux dolomies n° 7 est un anticlinal normal à flancs symétriques.

Il en est de même de la troisième bande *d*. Mais le calcaire cristallin de chacun des flancs de l'anticlinal a été supprimé tectoniquement.

Les deux autres anticlinaux *e* et *f* sont différents. Leur flanc normal est intact, montrant des assises à peu près complètes. Leur flanc inverse au contraire est nettement supprimé. Le Trias des 13 et 17, généralement formé de cargneules, repose directement dans chacun de ces anticlinaux, sur le Flysch. Ce sont donc nettement des écailles, mais qui procèdent de plis, ceux de la Croix de la Bagnaz.

En somme la coupe montre une succession de plis très serrés et comprimés, au point qu'ils en sont étirés et qu'il s'est produit des suppressions de couches. Des déplacements relatifs ont aussi donné naissance à des écailles.

Raccords avec les régions méridionales. — Il est facile de reconnaître l'unité tectonique C et la base de l'unité tectonique A. Pour le restant, la jonction entre les autres unités tectoniques est difficile, les roches n'affleurant pas dans la petite combe située entre la Croix de la Bagnaz et l'arête du Passage de Villette. Néanmoins la coupe du Passage de Villette est assez semblable à celle de la Croix de la Bagnaz ; le nombre de bandes triasiques est le même, nous pouvons les raccorder ensemble. Et on voit que, en supprimant le calcaire cristallin 8, et le Flysch 11 et en introduisant une bande de calcaire cristallin entre le Flysch 9 et les dolomies 10, on obtient la coupe de la Bagnaz. Il y a donc à peu près sûrement raccord complet des couches une à une, d'une coupe à l'autre, sauf les quelques restrictions mentionnées plus haut.

4. Montagne de Tessens ou du Nant de Tessens.

La montagne de Tessens se termine au N.W. par une longue crête taillée dans la zone étudiée ici. Comme précédemment les parois de cette crête sont plus abruptes à l'Ouest qu'à l'Est. La topographie est simple. Aussi ne peut-on guère signaler que la cote 2459, le col 2308, la colline 2423 et le col des Génisses. Tout à fait au N.E. s'élève la Pierre Percée (2.462 mètres).

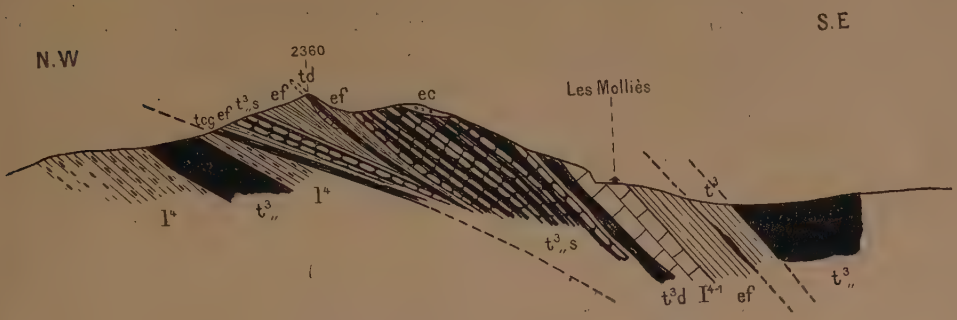


Fig. 5. — Coupe du bord chevauchant de la Nappe de l'Embrunais et passant par Les Molliès. Echelle 20.000e (coupe voisine de celle menée du Grand Cretet au Bouillissoir de la Montagne de Tessens).

l^1 schistes à miches du Lias supérieur de la zone dauphinoise. **Trias** : t^3s schistes verts et violets, t^3d dolomie du Trias supérieur, **tcg** cargneules. **Lias** : l^{1-1} calcaire cristallin. **Nummulitique** : **ec** conglomérats, **ef** Flysch.

Ici aussi les pâturages prédominent très largement.

Je vais commencer l'étude de la montagne de Tessens par une coupe; et comme la tectonique est ici plus simple, il sera ensuite facile de suivre les différentes unités tectoniques vers le Nord, après avoir fait la jonction avec celles de la montagne de Villette.

La coupe est menée du Grand Crêtet au Bouillissoir de la Montagne de Tessens en passant par les chalets de Molliès. Elle montre (cf. fig. 5) :

a) 1° *des schistes argentés*, très fins, du Lias schisteux et des schistes noirs à miches de l'Aalénien;

b) 2° *du gypse* au bas des premières pentes. Il est très épais, percé de nombreux entonnoirs de dissolution;

3° *des schistes noirs à miches* de petite dimension.

Il résulte plusieurs choses de la disposition des couches précédentes : d'abord qu'il y a suppression d'une grande partie du Lias de chaque côté de la bande triasique ; ensuite, que cette bande triasique est autochtone.

A. *c*) 4° *Cargneules mylonitiques*. La dolomie cimente des morceaux de schistes verts, de dolomie, de calcaire du Trias, de calcaire

cristallin et même de Flysch. C'est la mylonite de base de la nappe de l'Embrunais.

d) 5° Si l'on s'écarte un peu vers le Nord, on voit s'intercaler entre ces cargneules et les schistes triasiques suivants, une petite lame de *Flysch* ;

e) 6° *des schistes verts et violets* du Trias, d'une quarantaine de mètres d'épaisseur. Leur pendage est de 30° environ ;

f) 7° *des calcaires gréseux en petites plaquettes*, sonores, compactes, brunes, n'alternant pas avec des schistes. Il y a quelques petits niveaux de microbrèches. C'est incontestablement le faciès du Flysch ;

8° *des conglomérats polygéniques* dont les éléments ne sont formés que de roches cristallines, avec nombreux galets de quartz et quelques galets de roches schisteuses. Le ciment est surtout siliceux. Cette roche est identique à des brèches que nous retrouverons au-dessus des schistes noirs et des quartzites verts, à la place des grès grossiers, aux environs du lac de l'Arcachat et de la Pointe du Col. Ces conglomérats sont, ici, très laminés et leurs différents éléments difficilement reconnaissables ;

9° une lentille *de calcaire cristallin* ;

10° une bande *de cargneules* ;

11° une lentille *de calcaire cristallin* se trouve intercalée un peu plus au Nord à cette place ;

12° *des calcaires gréseux du Flysch* ;

g) 13° *des schistes verts du Trias*, que l'on observe sur une très grande surface. Ils descendent, en effet, presque jusqu'aux Molliès. Leur pendage est très faible ;

14° *des dolomies* peu épaisses ;

15° *un calcaire cristallin blanc* formant falaise à l'Ouest des Molliès ;

16° *des calcaires gréseux et schistes du Flysch* ;

C. 17° *des dolomies*, très peu épaisses, affleurant dans un petit ravin ;

18° *une mince bande de calcaire cristallin*, pas toujours continue ;

19° *des calcaires gréseux et schistes* avec parfois des brèches du Flysch ;

20° l'énorme masse de gypse du Bouillissoir.

Maintenant, considérant la succession des couches, on voit donc les schistes autochtones supporter un *lambeau de poussée arraché* à la zone dauphinoise et comprenant une masse importante de Trias avec un peu de schistes à miches ; puis une *unité A* où prédominent les schistes triasiques. Celle-ci débute par un niveau de mylonite, supportant une lame de Flysch. Elle comporte au moins deux lames de nature anticlinale *e* et *g*, séparées par un synclinal de Flysch, lui-même dédoublé par un anticlinal triasique *f* plus ou moins laminé. La lame orientale des schistes triasiques 13 semble être couverte par une série normale

de couches : 14, 15 et 16. Mais nous verrons qu'il est possible que cette dernière série soit indépendante. Il semble donc que l'on ait une succession de plis très serrés, laminés, étirés avec suppression de couches, plutôt qu'un régime d'imbrications. Mais il y a un acheminement certain vers elles.

Enfin, on voit qu'au-dessus de tout cela il y a une *série C* indépendante limitée à sa partie inférieure par une discontinuité.

Le pendage de toutes ces couches est faible, 30°, s'accentuant vers l'Est.

Raccord avec la coupe du chalet de la Chauvière, au passage de Villette. — Les couches 1 à 12 de notre coupe disparaissent au Sud sous des éboulis. Il est incontestable que la grande masse de schistes triasiques 13 des Molliès n'est que le prolongement de la grande lame de schistes triasiques de nos coupes précédentes. Il est remarquable de constater que ces schistes sont recouverts de quelques placages de Nummulitique, calcaires gréseux bruns, en fines plaquettes sonores, ou brèches.

Les difficultés paraissent plus grandes au premier abord en ce qui concerne les couches suivantes. Mais l'*unité C* du Quermoz est bien reconnaissable dans les couches 17 à 19, quoique la continuité soit cachée par des alluvions.

Dès lors, il s'en suit que les couches 14, 15 et 16 correspondent à toutes les couches 5 à 16 des coupes précédentes. La simplification est ici énorme. Le calcaire cristallin 15 des Molliès semble correspondre au calcaire cristallin 6 de la coupe du passage de Villette. Quoiqu'il en soit le Flysch 4 de cette coupe manque certainement au Sud, ce qui montre qu'il y a décollement au-dessus des schistes verts des Molliès.

Poursuite des différentes unités tectoniques vers le Nord. — *La série b*, lambeau de poussée de l'autochtone, se cache rapidement au Nord sous les éboulis.

La série c d disparaît également sous ces éboulis. Mais contrairement à la série précédente reparaît au delà. A l'Ouest du col des Génisses, ces couches disparaissent à nouveau.

La série e formée surtout de schistes triasiques violets et verts se poursuit jusqu'à l'Ouest du col des Génisses où elle forme une masse considérable. Là près du col apparaît une mince lame anticlinale de quartzites.

La série f est continue jusqu'au col 2308, au delà duquel tous les terrains supérieurs au Trias disparaissent. De part et d'autre de la bande triasique, il y a des lentilles éparses de calcaire cristallin, quelquefois complété d'un peu de brèches nummulitiques. On a donc bien là un anticlinal très comprimé, très étiré, serré entre deux mâchoires de schistes triasiques. Dans le laminage les assises dures (calcaires cristallins et brèches) n'ayant pu s'étirer comme le Flysch se sont disloquées. Au delà du col 2308 le Trias disparaît sous une unité tectonique supérieure.

La série g, diffère totalement des précédentes par son développement considérable. Mais ce n'est qu'un développement en surface, dû au fait que le pendage

des schistes verts et violets est, à peu près, égal à la pente du terrain. Leur épaisseur est donc loin d'être proportionnelle à leur surface.

Les dolomies, les calcaires cristallins et le Flysch qui recouvrent ces schistes verts et violets forment une étroite bande à l'Est. Les contours en sont très sinueux, parce que le pendage est faible. Là, les brèches ont disparu complètement.

Tout cela disparaît au col 2308, sous l'unité tectonique supérieure.

Suivons maintenant *la série C*. Le Flysch, à l'Est du Chalet des Molliès, est à peu près uniquement schisteux, ce qui est dû à l'écrasement. Plus au Nord apparaissent des bancs de calcaire gréseux et de microbrèches. On y rencontre également de petites plaquettes gréseuses, brunâtres, semblables à celles que l'on trouve dans les quartzites et schistes qui reposent, ailleurs, directement sur les conglomérats.

Jusqu'aux chalets des Veaux, la bande de calcaire cristallin et de Trias est d'une très grande étroitesse. Au delà elle prend une expansion remarquable jusqu'au col 2308 ; mais à nouveau se rétrécit jusqu'au col des Génisses, où elle ne forme plus qu'une mince bande de cargneules et de dolomies qui se poursuit jusqu'au col de la Grande Combe et descend jusque dans le vallon du Cormet d'Arèches.

La succession stratigraphique du Trias et du Lias de cette unité tectonique mérite d'être examinée au Nord du Chalet des Veaux ; elle est la suivante :

1° *cargneules* ;

2° *dolomies amygdalaires* avec des schistes violets ;

3° *calcaire noir, scoriacé*, alternant avec des schistes noirs. Il y a des calcaires gris, bleuâtres, qui par altération prennent une teinte jaunâtre. Ce sont *des lumachelles* absolument identiques à celles du Rhétien le plus classique des Alpes françaises ;

4° *calcaire cristallin* du type ordinaire.

Il nous reste maintenant à suivre le Flysch de cette écaille C jusqu'aux chalets des Veaux. Elle ne forme qu'une lame très étroite de 150 mètres d'épaisseur environ. Au Nord, elle s'élargit considérablement jusqu'au col des Génisses, en même temps qu'apparaissent tous les caractères du Flysch qu'elle n'avait point au Sud et en même temps que la série se complète à la base par des calcaires gréseux grossiers en gros bancs massifs, entre le col des Génisses et le chalet des Veaux.

De là le Flysch s'étend jusqu'au col de la Grande Combe où une lentille de calcaire cristallin s'intercale entre lui et les dolomies limite.

Le bord oriental de cette zone C est formé à l'Est des Molliès par la masse du gypse du Bouillissoir chevauchant directement le Flysch.

A la Pierre Percée le flanc normal du synclinal se complète. En effet, si l'on y fait une coupe, on y trouve de l'Ouest à l'Est :

1° des *calcaires gréseux alternant avec des schistes*. Ils ont tout à fait l'aspect du Flysch de la Pointe de Combavent ;

2° *des calcaires gréseux et des microbrèches fines, brunes*, ayant un aspect de

Flysch des plus caractéristiques. Leur position sous les couches suivantes les font attribuer à l'équivalent des brèches et microbrèches massives ;

3° *des schistes noirs et des quartzites* ;

4° *des calcaires très gréseux bruns*, bien lités avec intercalations de brèches. C'est l'équivalent des brèches gréseuses, car elles sont comprises entre les schistes noirs avec quartzites et des brèches calcaires ;

5° *des brèches polygéniques* à ciment calcaire ;

6° *du calcaire cristallin*, tout à fait typique et appartenant au Lias ;

7° *des dolomies et cargneules du Trias.*

Mais au Nord de la Pierre Percée, ces couches disparaissent les unes après les autres : D'abord le calcaire cristallin qui s'échelonne en lentilles, puis les brèches calcaires, les schistes avec leurs quartzites, enfin le Flysch de base. Il y a donc dans la Grande Combe un laminage intense entre le Trias du col de la Pierre Percée et le Flysch de l'écaille C.

Nous avons délaissé entre le col 2308 et le col de la Grande Combe toute une portion externe, assez délicate à étudier et que nous pourrons mieux suivre, maintenant que nous avons pu préciser les zones internes.

Le flanc N.W. de la colline au Nord du col 2308 est formé de bas en haut de :

a) 1° *schistes noirs à miches* ;

b) 2° *de gypse* ;

3° *de schistes noirs à nodules* ;

4° *de Flysch* ;

5° *de calcaire cristallin* ;

6° *de dolomies triasiques* ;

7° *de quartzites* ;

8° *de schistes triasiques.*

Cette bande se poursuit vers le col de la Grande Combe au Sud duquel elle disparaît sous des tourbières.

Le calcaire cristallin de cette coupe disparaît. Sous le Flysch par contre, apparaissent des schistes triasiques.

Il est difficile de faire le raccord de ces couches avec celles de la coupe du Grand Cretet au Bouillissoir. Le plus logique semble le raccord avec la série C.

Les séries suivantes sont encore plus difficiles à prolonger.

La grande bande de schistes triasiques ne peut guère se suivre au delà du col des Génisses.

A ce col apparaît entre ces schistes triasiques et la bande de la Pointe Percée, une zone étroite, composée de l'Est à l'Ouest : 1° de cargneules triasiques ; 2° de calcaire cristallin ; 3° de Flysch, mais qui disparaît bientôt sous les tourbières au Sud du col de la Grande Combe.

Quels que soient les affleurements, tous cachés par ces tourbières, il y a certainement une simplification extrême vers le Nord, de sorte qu'au col de la Grande Combe les couches sont réduites à la succession suivante, comprise entre le Lias autochtone du Crêt du Bœuf et le Flysch de la Pointe Percée :

schistes liasiques autochtones ;

1° *cargneules* ;
2° *quartzites* du Trias en une lame étroite, disparaissant au Nord ;
3° *schistes verts* triasiques, qui disparaîtront sous le Quaternaire du vallon du Cormet ;
4° *lentilles de calcaire cristallin* ;
5° *Flysch de la Pointe Percée*.

5. Montagne de Granier.

La région, étudiée ici, occupe la Grande Combe qui s'étend jusqu'au Cormet d'Arèches (2.103 mètres), au Nord duquel s'allonge une crête séparant les montagnes de Granier de celles d'Aime.

Coupe du Cormet au ruisseau du chalet de la Chevalière. — La coupe, menée, du Cormet d'Arèches au ruisseau de la Chevalière, montre de l'Ouest à l'Est (cf. Pl. IX, fig. 7) :

1° *des schistes liasiques*. Les derniers lacets du chemin du Cormet, au voisinage de la cascade du Doron, laissent affleurer les schistes noirs à miches auxquels font suite des schistes argentés, puis de nouveaux schistes noirs à miches ;

b) 2° *des dolomies et des cargneules* triasiques ;
3° des *couches très peu épaisses* que l'on peut attribuer soit à du Lias calcaire, soit à du Flysch ;

c) 4° *des schistes verts et violets* de la nappe de l'Embrunais ;
5° *des quartzites* visibles au col même, près de la Croix ;
6° *des schistes verts et violets* ;
Il y a passage insensible par alternance entre ces quartzites et les schistes. Le pendage normal est de 35° environ ;
7° *des calcaires gréseux bruns* ; c'est du Flysch ayant environ 50 mètres de largeur ;

d) 8° *a*) *des schistes verts et violets* triasiques ;
b) *des cargneules* ;
9° *du calcaire cristallin* ;

e) 10° *des dolomies* sous lesquelles affleurent un peu plus haut des *schistes verts triasiques* ;
11° *des calcaires gréseux du Flysch*, le plus souvent noirâtres par écrasement. Ils sont entamés par le torrent de la Chevalière ;
12° *des dolomies triasiques* visibles au chalet de la Chevalière et un peu au-dessous.

Nous verrons plus tard que toutes les couches situées à l'Est de ce Trias jusqu'au plan de chevauchement du Plan Brunet, appartiennent à une autre unité tectonique, la zone du Crêt du Rey.

Les couches 1 rentrent sûrement dans la zone dauphinoise. Les couches 2 et 3 pourraient être, encore à la rigueur, rangées ici dans l'autochtone. Tout le reste

appartient indubitablement à la nappe de l'Embrunais. Si nous en groupons les couches, nous voyons qu'il y a 3 écailles (*c*, *d*, *e*) isoclinales et toutes caractérisées par la présence de schistes verts triasiques. Il n'est malheureusement pas possible de les raccorder avec les trois écailles décrites dans les régions précédentes, Montagne de Tessens, quoique le raccord puisse être réel; toutes ces couches disparaissent, en effet, sous le Quaternaire, au vallon du Cormet, en même temps que s'opère une réduction de leur épaisseur, due à un laminage entre le synclinal du Crêt du Rey et les schistes triasiques du Cormet. Ces schistes présentent souvent un pendage très faible et de nombreuses crevasses. Le tout est dû à des glissements de terrains, vers le Doron, sur les schistes liasiques. Ces schistes triasiques montrent une grande quantité d'hématite spéculaire. De plus à 150 mètres au Sud du Cormet, à la base du flanc occidental de la colline qui domine les chalets du Cormet, il y a une masse puissante de sidérose. Enfin, je mentionnerai à l'W.N.W. de ces chalets, de la malachite.

Avant de quitter ces régions je signalerai encore le fait suivant : Le vallon au Sud du chalet du Cormet, alimente deux torrents parallèles dont l'un va se jeter dans le Nant du Cormet, tributaire de l'Ormente et l'autre dans le torrent de Poncellamont, tributaire du Doron de Beaufort, puis de l'Arly. C'est ce que montrent la carte au 50.000e et les plans directeurs. Une semblable disposition hydrographique est naturellement instable. Actuellement tout le haut vallon des chalets du Cormet est tributaire de l'Arly. Ce qui indique qu'il y a eu capture depuis l'établissement de ces cartes toutes récentes.

Poursuite des différentes unités tectoniques vers le Nord. — *La bande b* peut être suivie jusqu'au passage des Embouchus.

La bande c des schistes triasiques a son maximum d'ampleur au Cormet. Elle se rétrécit brusquement au Nord, pour garder un moment une largeur à peu près constante, puis diminuer à nouveau.

L'anticlinal de quartzite se ferme au Nord du Cormet. Le flanc normal et le flanc inverse, tous les deux formés de schistes, se rejoignent, formant une crête. Ces schistes se poursuivent plus au Nord, passent à 150 mètres à l'Est des chalets des Avals, sont cachés par des éboulis provenant de la crête située à l'Est du Grand Plan et se retrouvent au Passage des Embouchus.

Quant à la couverture nummulitique, toujours de même épaisseur, elle peut se suivre jusqu'à l'Est du Lac des Fées, mais n'atteint pas les chalets des Avals.

De la bande d, le Trias très peu développé disparaît à l'Est du Lac des Fées.

Quant au calcaire cristallin, il prend en hauteur un très grand épanouissement. Il forme notamment des abrupts au-dessus du Lac des Fées. Ce calcaire est quelquefois microbréchiforme, comme à Villette. Il y a là notamment, des marbres identiques à ceux de cette localité, comme l'a remarqué pour la première fois M. Gignoux [159]. M. Gignoux y a même trouvé une bélemnite. De très jolis calcaires cristallins roses, translucides, sont susceptibles de faire de superbes marbres.

Plus au Nord, le calcaire cristallin s'amincit et disparaît. Il n'en reste qu'une

lentille au bord du chemin du Grand Plan au col de Meudes, à la base des escarpements du Flysch.

Dans la coupe initiale du Cormet au ruisseau de la Chevalière, le calcaire cristallin supportait directement le Trias de l'unité tectonique suivante. Plus au Nord, par contre, s'intercale, entre ces deux terrains, une lame de Flysch complétant l'écaille *d*. Ce sont des calcaires gréseux, bruns, en petites plaquettes, alternant avec des schistes noirs et qui m'ont fourni *Chondrites* cf. *affinis* Sternb. et *Ch. Targionii* Ad. Brongn. Ces déterminations sont assez douteuses, étant donné le mauvais état de conservation des fossiles. Le Flysch gagne la crête au-dessus du Lac des Fées, puis forme une étroite bande, qui, ensuite jusqu'au Passage des Embouchus, se développe largement. Il y naît même une lame de cargneules que l'on peut considérer à volonté comme une lame anticlinale très étirée, ou comme une intrusion le long d'un plan de chevauchement.

La bande e se poursuit normalement vers l'arête passage des Embouchus-col des Meudes.

Son Trias se développe largement jusqu'en face du Lac des Fées, puis se réduit considérablement ; les schistes triasiques disparaissent, il ne reste plus alors que des cargneules en une étroite bande jusqu'à l'arête en question. Le Flysch au contraire, prend de l'importance, en particulier parce que l'on atteint des parties plus élevées de l'écaille.

J'ai constaté de nombreux glissements de terrain, en face du Lac des Fées. Ils sont semblables à ceux du Cormet d'Arèches et se produisent tous sur l'arête qui prolonge, au Nord, celle du Cormet d'Arèches, et affectent aussi bien les schistes triasiques que le calcaire cristallin liasique ou les couches du Flysch. Des crevasses, souvent de plus de 500 mètres de longueur, très larges, béantes, dans lesquelles s'accumulent des pierrailles, témoignent des glissements récents. Les plus anciens sont marqués par des replats herbeux. Souvent des pans entiers de la colline sont descendus en s'écartant de la paroi. La cause est la même que précédemment : le glissement sur le Lias schisteux.

6. Le vallon de Conchette.

La zone des imbrications passe dans le vallon de Conchette entre le col des Embouchus et le col des Meudes. D'après ce que nous avons vu dans le paragraphe précédent, il résulte que la coupe est la suivante entre ces deux cols,

b) 1° *cargneules* ;
2° *calcaires et schistes du Flysch* ;
c) 3° *schistes bariolés* ;
d) 4° *Flysch* ;
5° *cargneules* ;
6° *Flysch* ;
e) 7° *cargneules* ;
8° *Flysch* ;
9° *cargneules* bordant la zone du Crêt du Rey.

Nous avons vu également que 1 et 2 représentent l'unité *b*, au-dessus de l'autochtone *a*; 3, l'unité c; 4, 5 et 6 l'unité *d*; 7 et 8 l'unité *e*.

Les cargneules 1 et les calcaires et schistes du Flysch 2, se poursuivent vers le Nord jusqu'au petit lac situé à l'altitude de 2.200 mètres; là, ils sont cachés par des éboulis et reparaissent sur le flanc occidental de l'escarpement qui se dirige vers Treicol.

Les couches triasiques de la base, à l'Est de Conchette, cessent, de sorte que le Flysch repose directement au-dessus de l'autochtone. Plus au Nord, elles apparaissent de nouveau sous forme de deux lentilles de dolomies, dont la partie supérieure alterne avec des schistes violets.

Au Nord, le Flysch se sépare en deux bandes dont l'indépendance se marque par l'intercalation de cargneules disposées en un lit continu débutant à 800 mètres au Sud de Treicol. La bande supérieure de Flysch, elle-même s'écaille, ainsi qu'en témoigne une lentille de calcaire cristallin liasique accompagnée de schistes triasiques. Elle affleure dans les pentes qui dominent, au Sud, le vallon Treicol.

Le Flysch de ces unités tectoniques, surtout dans la partie septentrionale, est formé de plaquettes de calcaire gréseux et de schistes noirs. Ceux-ci peuvent dominer. Le faciès schisteux se montre par suite de l'écrasement.

Suivons, plus au Nord, les couches 3, 4, 5 et 6. La bande de cargneules 5 disparaît très peu au Nord du col des Embouchus, de sorte que nous n'avons plus qu'une lame triasique supportant une lame de Flysch. Cette lame triasique comprend, à la base, des schistes noirs, violets, verts, surmontés de dolomies, de cargneules ou de calcaire triasiques. Elle se poursuit jusqu'au vallon de Treicol. A l'Ouest de Conchette, elle supporte un calcaire cristallin liasique. Plus bas entre le calcaire cristallin et le Trias apparaissent des couches que l'on peut considérer comme du Lias inférieur. Ces couches se poursuivent également jusqu'au vallon de Conchette.

La coupe suivante, prise dans le vallon de Conchette vers l'altitude de 1.900 mètres, donnera une idée de ces terrains. On y rencontre de l'Ouest à l'Est :

1° *des dolomies jaunes* ;

2° *des dolomies* alternant avec des *schistes violets* ;

3° *des schistes noirs*, *violets*, *verts*, avec des dolomies ordinaires et des dolomies très gréseuses, brunes ;

4° *des calcaires noirs bien lités*, finement, mais bien cristallins et à bivalves ;

5° *des calcaires noirs en plaquettes* à zones et plaquettes gréseuses ressemblant parfois au Flysch ;

6° *un calcaire cristallin noir massif* très largement spathique. Un même cristal de calcite peut atteindre 2 centimètres. La surface noire est rugueuse par suite de la corrosion des cristaux.

La couche 4 semble appartenir au Rhétien. Mais des calcaires semblables se retrouvent à l'état de galets dans les conglomérats et brèches anténummulitiques et renferment *Gryphea arcuata* Lk. et sa variété *obliqua* Goldf. Je peux donc

l'attribuer au Sinémurien. Le calcaire 6 se retrouve également dans le conglomérat. La lame de Flysch 4 s'étend sans discontinuité jusqu'au torrent de Treicol où elle devient très étroite. Les couches de base du Nummulitique faisant défaut, elle est donc indépendante de la lame triasique.

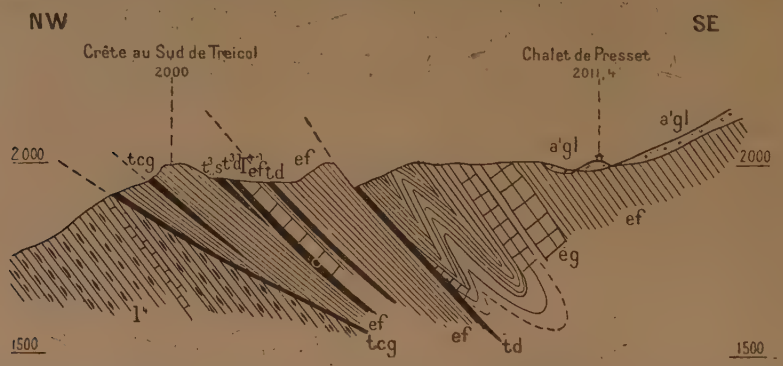


Fig. 6. — Coupe du bord chevauchant de la nappe de l'Embrunais et passant par l'arête bordière de la nappe et le Chalet de Presset dans le vallon du Coin. — Échelle : 20.000e.

l^1 Schistes à miches du Lias supérieur de la zone dauphinoise. **Trias** ; $t^3_{II}s$, schistes verts et violets, t^3d dolomie du Trias sup., **tcg** cargneules, **td** dolomies. **Lias** l^{1-1}, calcaire cristallin. **Nummulitique** : **eg**, grès grossiers de la base du Flysch, **ef** le Flysch. **Quaternaire** a^1gl, glaciaire.

Maintenant je vais suivre la dernière écaille formée par les couches 7 et 8, de la coupe du col des Embouchus au col des Meudes.

La lame triasique descend dans le vallon de Conchette. Avant d'arriver aux chalets, elle est elle-même complètement laminée, de sorte que le Flysch des deux écailles sont en contact l'un avec l'autre. De Conchette jusqu'au torrent de Treicol la lame de cargneules reprend.

Le Flysch, lui-même, s'étend très largement en une bande continue. Il ne possède aucun caractère spécial. Il est percé de trois anticlinaux : A l'Ouest, vers l'altitude de 2.340 mètres, par une courte lame triasique ; plus à l'Est, au Nord du col des Meudes, par un anticlinal qui s'ouvre régulièrement jusqu'aux conglomérats de base du Nummulitique et montre une charnière très nette dans les grès grossiers de la base du Flysch, à l'extrémité Sud. Au Nord, les conglomérats de cet anticlinal se recouvrent, à nouveau, de calcaires gréseux grossiers qui se poursuivent jusqu'à la hauteur de Conchette. Le troisième anticlinal, le plus oriental, se montre grâce à une intercalation de calcaires gréseux grossiers dans le Flysch.

7. Entre le vallon de Treicol et le Cormet de Roselend. Cf. Pl. IX, fig. 8 et Pl. X, fig. 9 et 10.

La région étudiée ici, s'étend entre le vallon de Treicol et le Cormet de Roselend. Elle est constituée par la base des escarpements qui dominent, au Sud et à

l'Est, la Grande Berge et la Petite Berge. Là, les écailles que j'ai précédemment suivies jusqu'au vallon de Treicol, se laminent encore plus complètement (pl. III, fig. 2). Elles cessent, tout à fait, tout près du Cormet de Roselend.

Comme il y a des interruptions fréquentes, dues surtout à la présence d'éboulis qui descendent de ces escarpements, j'étudierai le prolongement de la zone par une série de coupes.

Dans un petit ravin situé au N.E. de Treicol, j'ai observé de l'Ouest à l'Est :

1° *5 mètres de schistes verts et violets* du Trias ;

2° *8 mètres de schistes noirs* contenant des bancs de calcaires très gréseux ; c'est donc à peu près sûrement du Flysch ;

3° *1 mètre de calcaires noirs* soit du Lias, soit du Flysch ;

4° *5 mètres de schistes noirs* ;

5° *1 mètre de calcaires* lités ;

6° *a*) des *microbrèches grossières* ;

b) *3 mètres* de *schistes noirs*, appartenant probablement au Flysch ;

7° *2 mètres* de *cargneules* ;

8° un banc de *calcaires avec bandes gréseuses*. On peut le considérer soit comme triasique, soit comme liasique ;

9° du *Flysch* très schisteux à la base, cela surtout par écrasement.

Au sommet, il passe progressivement au Flysch typique ;

10° *des cargneules mylonitiques* appartenant à l'unité tectonique supérieure.

En résumé il y a deux grandes lames tectoniques. Celle de la base est, peut-être, elle-même subdivisée. Il n'est pas douteux que l'écaille supérieure soit équivalente de la plus orientale de celles que j'ai étudiées dans le vallon de Conchette. Quant à l'unité inférieure elle peut correspondre à l'une quelconque ou à plusieurs des unités inférieures du vallon de Conchette.

Au Nord la lame inférieure est cachée sous les éboulis.

Je reproduis une seconde coupe, faite au S.E. de la petite Berge, en suivant la croupe qui prend naissance à ces chalets.

1° *Schistes à miches.*

2° *Schistes et calcaires* en plaquettes, un peu gréseuses.

Ces couches appartiennent à la zone dauphinoise.

3° *Cargneules* très peu développées.

4° *Schistes verts et violets* du Trias.

5° *Flysch* peu épais.

6° *Cargneules.*

7° *Flysch* peu épais.

8° *Dolomies et calcaire cristallin* triasiques.

9° *Flysch* épais.

10° *Dolomies et calcaire cristallin* triasiques.

11° *Brèches.*

Ces deux dernières couches appartiennent à une unité tectonique supérieure.

La lame de cargneules n° 6 ne forme qu'une lentille. Si on l'excepte, nous

avons donc comme précédemment deux grandes lames. La plus basse est, peut-être, aussi, complexe comme l'indique la lentille de cargneules ; elle est aussi caractérisée par la présence de schistes verts du Trias.

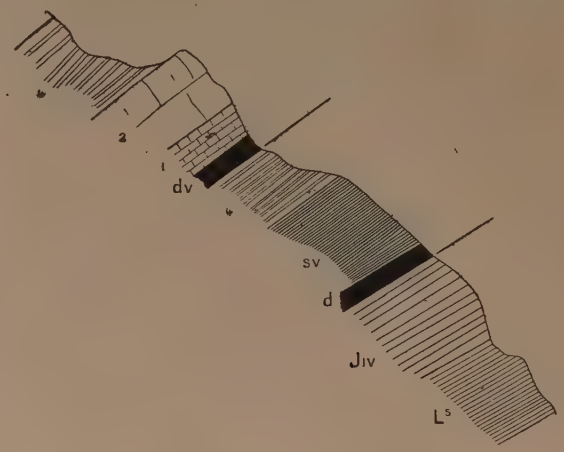


Fig. 7 — Coupe du front de la Nappe de l'Embrunais à l'E.S.E. de la Petite Berge (Est à gauche, W à droite).

Zone dauphinoise : **L⁵** schistes aaléniens à miches, **Jiv** Jurassique moyen. — *Nappe de l'Embrunais* : **Trias** : **sv** schistes verts et violets, **dv** dolomie bariolée du Trias supérieur, **d** dolomie ; **Lias** : **1** calcaire noir en plaquettes du Lias inf., **2** calcaire cristallin ; **Nummulitique 4** Flysch.

Une coupe (fig. 7), faite à 500 mètres au N.E. de la précédente, c'est-à-dire à peu près à l'E.S.E. de la Petite Berge, montre :

1° *des schistes aaléniens* à miches ;

2° *des calcaires* en plaquettes et des schistes.

Ces couches appartiennent à la zone dauphinoise ;

3° *des dolomies* ;

4° *des schistes verts* triasiques, épais ;

5° *du Flysch* à caractères ordinaires ;

6° *des dolomies* avec schistes violets ;

7° *des calcaires* en plaquettes appartenant probablement au Lias inférieur ;

8° *un calcaire cristallin*, microbréchoïde et en liaison avec les plaquettes précédentes. Il est liasique ;

9° *du Flysch* en assez gros bancs ; on voit que l'on se trouve à la base de la série. Néanmoins les brèches n'existent pas. Elles ont dû être supprimées tectoniquement ;

10° *du Flysch* ordinaire.

Il y a donc deux écailles, prolongement des précédentes et dont on peut suivre la continuité et la liaison.

Le Lias n'est développé que localement. Les cargneules peuvent être remplacées par des dolomies et inversement.

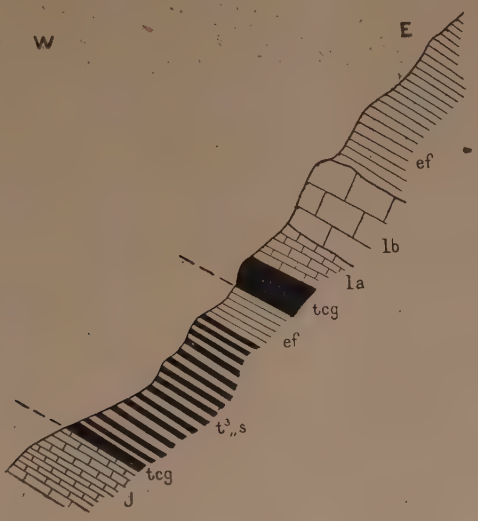


Fig. 8. — Coupe du front de la Nappe de l'Embrunais, à l'Ouest de la cote 2163,3, près du chalet de l'Arpire.

J, Jurassique moyen de la zone dauphinoise. **Trias** : $t^3_{II}s$ schistes verts et violets, **tcg** cargneules, **Lias** : **Ia**, calcaire noir en plaquettes du Lias inf. **Ib**, calcaire cristallin. **Nummulitique** : **ef**, Flysch.

Le Trias de l'écaille supérieure est développé très irrégulièrement en épaisseur.

Au Nord des chalets de l'Arpire, les affleurements sont cachés par le glaciaire très étendu. Ils apparaissent à nouveau au Cormet de Roselend. Du N.W. au S.E. une coupe montre à ce col :

1° *des schistes noirs* de la zone dauphinoise ;
2° *des quartzites* du Trias, en courte lame ;
3° *des cargneules* ;
4° *des dolomies* ;
5° *des schistes verts et violets* triasiques ;
6° *des cargneules* ;
7° *des schistes bariolés* avec dolomies ;
8° du *Flysch* qui appartient en partie au moins, à une unité tectonique supérieure.

Tous ces terrains s'enfoncent au N.E. et au S.W., sous des alluvions.

Ici encore nous retrouvons les deux unités distinguées précédemment. L'unité inférieure a perdu son Flysch.

Il n'est pas possible de suivre avec certitude ces imbrications au Nord du Cormet de Roselend.

II

LA ZONE DU SYNCLINAL DU CRÊT DU REY

La zone du synclinal du Crêt du Rey [1] fait immédiatement suite à l'Est, à la zone de la Croix de Bagnaz et du Quermoz. Elle débute seulement au passage de Villette et se prolonge jusqu'aux environs des Chapieux, où nous la verrons se transformer elle-même en écailles.

1. Limites de la zone.

La limite occidentale de la zone du Crêt du Rey est naturellement la limite orientale de la zone de la Croix de la Bagnaz et du Quermoz que nous avons déjà examinée. Je rappelle que c'est la bande triasique, du passage de Villette, du Bouillissoir de Tessens, de la Pointe Percée, du chalet de la Chevalière, du col des Meudes, etc.

Je vais examiner maintenant la limite orientale. La bande triasique du passage de Villette se divise, au Bouillissoir de la montagne de Tessens, en deux branches qui enserrent la zone synclinale du Crêt du Rey. La branche orientale passe au Sud et à l'Est des chalets de la Plagne. Ce sont des cargneules comprenant une bande de schistes. Le gypse a disparu. Un moment interrompu par des éboulis, elle reparaît plus haut avec des dolomies et quelques calcaires. Elle passe au lac du Gau, cachée là sous des alluvions ; puis au col de la Pointe de Colonne Noire, sous forme de cargneules et de dolomies, engendrant une terre jaune. La bande triasique après avoir été recouverte par des éboulis et du glaciaire apparaît à nouveau, à la Raissaz [2]. Ce sont ici des dolomies noires à patine grise, souvent bréchoïdes, au centre desquelles on trouve un calcaire cristallin finement spathique.

Le Trias est à nouveau recouvert par du Quaternaire à la Gouille [3], au Nord de laquelle il ne forme plus que quelques lentilles qui semblent s'enfouir sous les conglomérats du Roc Fallier (cote 2.330 au Nord de la Gouille).

Si du Bouillissoir au col de la Pointe de Colonne Noire il paraît y avoir contact anormal entre cette bande triasique et le synclinal du Crêt du Rey, il n'en est pas de même au Nord de ce col. A la Raissaz, le Trias repose directement contre le Flysch. Plus loin, il se dispose en lentilles. Le contact anormal s'atténue au Roc Fallier mais apparaît à nouveau de l'autre côté du torrent du Cor-

[1] La cime du Crêt du Rey a été ainsi nommée, en souvenir du passage de Henri IV, au Cormet d'Arèches.

[2] Raissaz, se prononce Raisse, signifie Scie, dénomination parfaitement choisie étant donné l'aspect en dents de scie de ces rochers.

[3] La Gouille est indiquée sur la carte « Lac de la Gouille » c'est encore un pléonasme, gouille signifiant petit lac en patois.

met d'Arèches dans le ravin de Plan Brunet (ou Plan Bornet), souligné par quelques lentilles de cargneules et de dolomies jusqu'au col du Coin.

Au delà du col la limite de la zone ne peut être définie sans l'étude de cette zone même, aussi la reprendrons-nous au cours de la description détaillée. Je dirai toutefois qu'elle passe à l'Ouest du chalet du Coin, à la cote 2.368, au Nord du chalet de Parozan et que là, il semble y avoir liaison avec l'unité tectonique plus orientale, le synclinal de la Pointe de l'Echelle-Parozan.

2. Massif du Crêt du Rey.

Nous commencerons notre étude par le massif du Crêt du Rey. Nous savons cependant que la zone s'indique déjà au passage de Villette, avec des dolomies au milieu de la large bande de gypse qui se digite plus au Nord pour envelopper la zone du Crêt du Rey.

Le massif du Crêt du Rey s'étend depuis le Bouillissoir du nant de Tessens jusqu'au torrent du Cormet d'Arèches, d'autre part entre le ruisseau du chalet des Veaux, la Grande Combe et le torrent du Bouillissoir du Fruit et le Roc Fallier. Le sommet est le Crêt du Rey (2.635 m. 5). C'est un massif allongé, en grande partie couvert de pâturages sauf aux abords de la cime.

Coupe à l'Est du Chalet des Veaux. — Celle-ci dirigée Ouest-Est montre Pl. IX, fig. 4 :

1° du *gypse* souligné par de nombreux entonnoirs de dissolution du Bouillissoir ;

2° *un banc de dolomie jaune*, subsistant seul au Nord ;

3° *du calcaire cristallin* liasique, blanc ou gris très clair, suivant le faciès naturel. Il forme une bande étroite. Je l'ai indiqué sur la carte, comme mesurant une quarantaine de mètres de largeur ;

4° *un calcaire un peu bleuâtre, foncé,* devenu schisteux par compression et ne se débitant pas en dalles, mais en minces fragments allongés. Ces couches occupent une largeur plus grande que le calcaire cristallin. Elles forment des pentes douces. Les suivantes vont, au contraire, constituer des abrupts allant parfois jusqu'à des parois verticales. Seules les couches n° 7 ci-après donnent souvent un replat au milieu des escarpements ;

5° *un calcaire cristallin bréchoïde* avec des éléments toujours très petits. Ce calcaire est toujours de teinte claire bleuâtre. Le ciment calcaire est tout à fait prédominant ; et les éléments quartzeux sont rares ;

6° *des brèches gréseuses*, beaucoup plus foncées, de teinte brune. Le ciment calcaire est beaucoup moins abondant que dans les roches précédentes. Par contre le quartz clastique prend une prédominance marquée. Comme dans les couches précédentes, les éléments de la brèche sont très petits. C'est là une des caractéristiques des couches du Crêt du Rey. Parmi les éléments, on peut distinguer des dolomies, de gros grains de quartz, de nombreux micas blancs, quelquefois soudés à d'autres minéraux : tels que quartz, feldspath, et correspondant

à des débris de micaschistes ou de gneiss. Il y a également d'autres roches, mais un peu moins abondantes : par exemple des quartzites, des schistes verts et violets du Trias, des roches granitiques.

Plus haut les éléments deviennent de plus en plus gros, et finalement on n'a plus affaire à des microbrèches mais bien à de véritables conglomérats.

7° *des quartzites et des schistes noirs.* Comme ailleurs les quartzites sont bien reconnaissables. Ils sont en bancs bien égaux, généralement verdâtres ; mais on y rencontre aussi quelquefois des quartzites blancs. Le grain de la roche est fin. Les quartzites sont accompagnés de schistes noirs ou bleuâtres, finement feuilletés et avec lesquels ils alternent ;

8° *des microbrèches très gréseuses*, brunes et en gros bancs. Elles sont d'un brun clair, en gros bancs massifs, et presque uniquement composées de gros grains de quartz. Ce sont presque de véritables quartzites, mais contenant souvent du calcaire, en petite quantité il est vrai. Très fréquemment de petits éléments dolomitiques du Trias, sont disséminés dans ces roches. Enfin, on y rencontre parfois des conglomérats formés presque uniquement de roches cristallines : granites, gneiss, micaschistes, dont le ciment est entièrement siliceux. On voit donc qu'un des caractères de ces couches n° 8 est la rareté du calcaire ;

9° *du Flysch.* Les couches précédentes se chargent de plus en plus de calcaires, deviennent de mieux en mieux litées, de plus en plus foncées. Les intercalations de schistes se multiplient et passent insensiblement au Flysch, formé d'une alternance de calcaires gréseux, bruns, en dalles, alternant avec des schistes.

La coupe du chalet des Veaux nous a reproduit la succession stratigraphique normale de la nappe de l'Embrunais. Nous allons maintenant la suivre sur le bord occidental du massif du Crêt du Rey, puis nous étudierons le bord oriental.

Le bord occidental du massif du Crêt du Rey. — On y suit toutes les couches de notre coupe, sauf une, jusqu'à l'arête occidentale du sommet du Crêt du Rey.

Le Flysch va jusqu'au Crêt du Rey. Les microbrèches gréseuses forment l'ossature de la croupe qui prolonge la cime au Sud. Le replat de quartzites et de schistes noirs, ainsi que l'abrupt de brèches sont partout continus. Les couches inférieures 1, 2, 3, 4 se suivent dans le fond du vallon du chalet des Veaux jusqu'au Col de la Pierre Percée, après avoir été cachées momentanément par des éboulis, au delà desquels les calcschistes disparaissent. Cette disparition coïncide avec l'apparition du complexe de la Pierre Percée. Dès lors, on peut se demander, si la présence de ces couches nouvelles n'a pas déterminé à l'Est un laminage complet jusqu'à élimination des calcschistes.

Entre la Pierre Percée et le sommet du Crêt du Rey, les choses se compliquent. Une coupe faite le long de l'arête qui rejoint ces deux sommets, montre en effet, de l'Ouest à l'Est (cf. Pl. IX, fig. 5) :

1° les *conglomérats* de la Pierre Percée ;

2° des *cargneules* occupant une centaine de mètres de largeur. Elles renferment, au col, un coin de calcaires gréseux et de microbrèches du Flysch. C'est une petite écaille montrant que le contact anormal qui sépare la zone du Crêt du Rey des zones plus occidentales, passe ici, non à l'Ouest du Trias comme plus au Sud, mais au milieu de ce Trias ;

3° un *calcaire cristallin* blanc se chargeant au sommet de fins éléments bréchoïdes. Puis il devient noirâtre. Les éléments de la brèche sont très gros au sommet. On peut se demander si ce calcaire est liasique ou nummulitique.

Au Sud de la crête il est percé jusqu'au Trias ; au Nord il est recouvert des conglomérats suivants. Il y a donc là un anticlinal.

4° des *cargneules* triasiques, marquant un nouvel anticlinal ;

5° le *même calcaire cristallin* que précédemment. Une partie peut appartenir au Lias, une autre au Nummulitique ;

6° des *brèches brunes*, en certains points concordantes avec les roches précédentes, en d'autres séparées d'elles par un ravinement. Ces brèches sont polygéniques, souvent à très gros éléments parmi lesquels on remarque des roches cristallines, en particulier des granites, des grès et des schistes micacés du Houiller, des quartzites blancs ou légèrement verdâtres du Trias inférieur, des calcaires finement spathiques, des dolomies grises ou noires, des dolomies jaunes du Trias moyen et supérieur, et enfin du calcaire cristallin blanc avec silex, certainement liasique. De toutes ces roches il y a des blocs énormes depuis la grosseur du poing jusqu'à plus d'un mètre cube ;

7° des *schistes noirs* ;

8° des *microbrèches* et des grès gréseux grossiers ;

9° du *Flysch*.

Suivant cette coupe, le bord occidental de la zone du Crêt du Rey est donc plus complexe qu'au Sud. Plus au Nord, la simplification va, au contraire, être poussée à l'extrême. En effet, voici ce que l'on peut voir au Nord de la crête Pointe Percée-Crêt du Rey : toutes les couches descendent dans la Grande Combe et, sauf le Flysch, disparaissent sous les éboulis. Le Flysch peut se suivre jusqu'au torrent du Cormet d'Arèches. Les grès grossiers microbréchiformes apparaissent à nouveau au N.E. du chalet du Cormet. Parmi les autres niveaux, seul le Trias se voit d'abord dans la Grande Combe vers l'altitude de 2.210 mètres sous forme de cargneules, puis près du chalet du Cormet où il est indiqué par des entonnoirs de dissolution au milieu des alluvions. Ce Trias est évidemment le prolongement de celui du col de la Pointe Percée.

Si, maintenant, on examine l'espace compris entre ce Trias et le Flysch et les grès grossiers de la base de ce Flysch, on voit qu'il n'y a pas de place pour y loger du calcaire cristallin liasique et les conglomérats nummulitiques. Il y a donc un accident tectonique qui a supprimé toutes les couches de la base et suivant lequel toute la masse de la zone du Crêt du Rey a été charriée sur les régions occidentales. C'est le même accident que celui constaté dans le vallon du chalet des Veaux et au col de la Pointe Percée.

Le bord oriental du massif du Crêt du Rey. — Je vais examiner maintenant la bordure orientale du massif du Crêt du Rey, en partant comme auparavant de la coupe du chalet des Veaux. Entre le chalet des Veaux et le chalet de la Plagne, à la terminaison méridionale du massif du Crêt du Rey, le calcaire cristallin et les calcschistes se terminent en biseau, l'un après l'autre.

On ne peut suivre en effet le calcaire cristallin au Sud que jusqu'à l'altitude de 2.170 mètres environ. Si l'on examine la topographie que détermine ce calcaire cristallin, on peut affirmer que celui-ci ne descend pas au-dessous de 2.150 mètres.

Les calcschistes forment une petite croupe recouverte d'herbes ; on peut les suivre un peu plus vers l'Est ; puis ils disparaissent. Les conglomérats, plus loin, sont en contact direct avec le Trias.

Cette disposition des couches montre qu'immédiatement au-dessus du Trias, il s'est produit un décollement.

Toutes les autres couches, appartenant au Nummulitique, peuvent être suivies sans discontinuité et sans grands changements pétrographiques et topographiques jusqu'au col de la Pointe de Colonne Noire.

Au-dessus du Bouillissoir un glissement a provoqué un décalage des couches. Il est dû problablement à une dissolution du gypse sous-jacent.

Les couches nummulitiques jusqu'au col précité sont en contact avec le Trias, sauf vers l'altitude 2.240 mètres où s'intercale un coin de calcaire cristallin. On peut donc supposer que le décollement constaté au-dessus du Bouillissoir se prolonge jusqu'au col de la Pointe de Colonne Noire.

Déjà un peu avant ce col, les couches de base du Nummulitique, en particulier les conglomérats diminuent d'épaisseur. Au Nord, elles disparaissent sous des éboulis et du glaciaire et ne reparaissent plus au delà, car à la Raissaz le Trias repose directement contre le Flysch. L'accident tectonique se poursuit donc jusqu'à la Raissaz, avec laminage d'abord partiel, puis complet avec suppression des assises de base du Nummulitique.

Au Roc Fallier, le Flysch du Crêt du Rey rentre en contact avec des conglomérats. Puis la série de Nummulitique se complète entièrement, rétablissant la jonction avec l'unité tectonique voisine, plus orientale.

Entre ces deux bordures du massif du Crêt du Rey, s'étend largement un Flysch très puissant. La zone du Crêt du Rey est donc un synclinal.

Si nous examinons maintenant le pendage, nous voyons que sur la bordure occidentale il se fait vers l'E.S.E. ; que sur la bordure orientale jusqu'au lac du Gau, il est dirigé vers l'W.N.W., puis plus au Nord, vers l'E.S.E., ainsi que la plus grande masse du Flysch.

La base du Flysch, au Sud du massif du Crêt du Rey, est à l'altitude de 2.280 mètres ; près du torrent du Cormet d'Arèches, elle est certainement inférieure à 2.000 mètres. On peut donc conclure qu'il y a un abaissement axial vers le Nord.

3. Région comprise entre le torrent du Cormet d'Arèches et l'arête du Mont Coin.

La région comprise entre le torrent du Cormet d'Arèches et l'arête du Mont Coin, ne présente aucune particularité topographique remarquable. On ne peut guère y signaler que le Mont Coin, puis le col du Coin (2.409 m. 2), qui fait communiquer la vallée de Roselend avec celle de Granier. Toute la région est couverte de pâturages.

Au Sud la zone du Crêt du Rey disparaît sous les éboulis qui descendent du Roc Fallier et sous les alluvions du torrent du Cormet d'Arèches ; et lorsqu'elle en ressort, elle apparaît toute différente. Elle est alors enserrée entre deux fractures importantes : celle de la Chevalière à l'Ouest et celle du Plan Bornet et du col du Coin à l'Est. Ces deux accidents ne sont que le prolongement de ceux qui limitent plus au Sud le massif du Crêt du Rey.

Coupe du chalet de la Chevalière au Plan Bornet. — La zone du Crêt du Rey est, dans la région étudiée ici, beaucoup plus complexe. C'est ce que va nous montrer la coupe suivante, faite du chalet de la Chevalière au Plan Bornet, c'est-à-dire de l'Ouest à l'Est (cf. Pl. IX, fig. 7) :

1° *des cargneules* ;

2° *des conglomérats* dessinant une charnière anticlinale ;

3° *des schistes noirs*, à 120 mètres environ du chalet de la Chevalière. Je n'ai pas vu ici les quartzites qui les accompagnent ordinairement ;

4° *des grès grossiers, des microbrèches* en gros bancs massifs, formant quelques rochers à l'Ouest du Plan Bornet ;

5° *des schistes noirs* ;

6° *des grès grossiers* semblables aux précédents, mais bien moins épais ;

7° *des schistes noirs*, peu épais ;

8° *des conglomérats* également peu épais.

Puis la fracture du Plan Bornet, les séparant du Flysch de l'unité tectonique suivante.

On reconnaît bien dans cette coupe toutes les assises du Nummulitique. De plus la succession des couches montre qu'il y a, de l'Est à l'Ouest, un anticlinal formé par les conglomérats 2 (anticlinal de la Chevalière), un synclinal comprenant les schistes noirs 3 et les grès grossiers 4, un anticlinal dessiné par les schistes noirs 5 (anticlinal du Plan Brunet), puis un synclinal formé par les autres couches (Pl. IX, fig. 7).

La plupart de ces terrains peuvent être suivis jusqu'aux abords du Torrent du Cormet d'Arêches. On remarquera seulement que l'anticlinal du Plan Brunet s'ouvre localement jusqu'aux conglomérats montrant une charnière anticlinale ; et enfin que les conglomérats 8 et les schistes 7 deviennent de plus en plus écrasés et finalement disparaissent.

Le pendage de toutes les couches est dirigé vers l'E.S.E., sauf dans le flanc occidental de l'anticlinal de la Chevalière, qui est dirigé en sens contraire.

Suivons maintenant chacune de ces unités tectoniques vers le Nord.

L'anticlinal de la Chevalière. — Les brèches de la Chevalière, ai-je fait remarquer, dessinent une charnière anticlinale très nette. C'est que, en effet, elles passent en tunnel sous des schistes noirs qui rejoignent à l'Est ceux du flanc normal de l'anticlinal. Les schistes noirs du flanc occidental vont se heurter au plan de chevauchement du chalet de la Marmotte, formant maintenant la voûte anticlinale jusqu'à l'Ouest du Mont Coin, puis traversent le col des Meudes.

Le flanc occidental de l'anticlinal se complète de grès grossiers massifs qui, au Sud, butent aussi contre le même plan de chevauchement. Au contact des grès grossiers, les cargneules disparaissent, probablement parce que ces grès grossiers sont plus résistants que les autres roches, par suite de leur composition, de leur homogénéité et de leur disposition en gros bancs massifs. Le flanc occidental se complète même de Flysch, limité à l'Ouest par la bande triasique du plan de chevauchement. Toutes ces couches se suivent jusqu'au col des Meudes.

De cette étude nous pouvons conclure que les diverses assises de l'anticlinal de la Chevalière ont été rabotées par le plan de chevauchement, lui-même enduit de Trias qui a servi de lubréfiant.

L'anticlinal de Plan Bornet. — Les schistes noirs qui forment au Plan Bornet la voûte de l'anticlinal, donnent naissance à une topographie peu accentuée par suite du modelage facile, dont ils sont susceptibles ; d'où le nom de Plan Bornet. Les schistes se suivent vers le Nord, mais leur affleurement se rétrécit de plus en plus, de telle sorte qu'ils disparaissent complètement à l'altitude de 2.320 mètres, s'enfouissant sous les grès grossiers des deux flancs de l'anticlinal. Et ceux-ci se rejoignent en une seule bande qui, plus au Nord, franchit les pentes occidentales du Mont Coin et le Col des Meudes.

Quant au *synclinal* qui borde à l'Est l'anticlinal précédent, il se comble vers le Nord, de Flysch qui va former le sommet du Mont Coin, Flysch qui, à son tour, recouvre les grès grossiers de l'anticlinal précédent.

Les grès grossiers, les schistes noirs, les conglomérats du bord oriental du synclinal se suivent jusqu'au col du Coin.

Le plan de chevauchement du Plan Bornet qui fait suite à l'Est des unités tectoniques précédemment étudiées, reste là au contact des conglomérats, alors que plus au Sud, il touchait d'abord des grès grossiers puis des schistes noirs. A l'Ouest il limite le Flysch du synclinal de Parozan. Des cargneules peuvent s'insinuer dans cette fracture. A l'Est du Plan Bornet, il y en a une lentille au contact des schistes noirs. Près du col du Coin une lame de Trias borde les conglomérats nummulitiques.

De ce que l'anticlinal du Plan Bornet se ferme au Sud, de ce que l'anticlinal de la Chevalière reste ouvert au col des Meudes malgré l'altitude élevée, on peut conclure que tous ces plis étudiés subissent une élévation axiale très prononcée vers le Nord.

4. Le vallon du Coin, fig. 6.

La région étudiée ici entre le Mont Coin et le vallon de Treicol, comprend la crête qui sépare le vallon du Coin, du vallon de Conchette.

La bande triasique qui limite à l'Ouest la zone du Crêt du Rey, franchit le col des Meudes, sous formes de cargneules, puis passe sous les éboulis qui s'étendent de chaque côté du petit lac du vallon de Conchette, reparaît à la colline cotée 2203, et descend le petit ravin situé à l'Est de Conchette où les cargneules sont accompagnées de dolomies.

L'anticlinal de la Chevalière franchit le col du Coin. Il est là formé de schistes noirs bordés de deux minces bandes de gros bancs de grès grossiers. Ces couches descendent vers le lac précité et, sauf la bande orientale de grès grossiers, se perdent sous des éboulis. Lorsque l'anticlinal en est à nouveau démasqué, près de la cote 2203, des calcaires cristallins liasiques, puis des conglomérats nummulitiques apparaissent de l'Ouest à l'Est entre les cargneules et les dolomies et les calcaires gréseux grossiers du Flysch. L'anticlinal de la Chevalière s'est donc ouvert jusqu'au Lias, en même temps qu'il venait buter contre le Trias du plan de chevauchement bordant la zone du Crêt du Rey. Le Flysch et les calcaires gréseux grossiers qui limitent à l'Ouest l'anticlinal, ont été rabotés par ce plan de chevauchement. Le flanc normal de l'anticlinal subira le même sort : En effet le calcaire cristallin disparaît dans le ravin situé à l'Est de Conchette, puis ce sont les conglomérats, enfin les grès grossiers, de sorte que dans le vallon de Treicol, il n'y a plus trace de l'anticlinal en question ; le Flysch du Mont Coin entre, lui-même, en contact avec la bordure de l'unité tectonique étudiée.

Le Flysch du Mont Coin, sous lequel s'est enfoui *l'anticlinal du Plan Bornet*, forme la crête qui sépare le vallon de Conchette du vallon du Mont Coin et s'étend jusqu'au vallon de Treicol. Au S.W. de la cote 2203, un affleurement de calcaire gréseux grossier indique la présence d'un anticlinal probablement le même que celui du Plan Bornet.

La bordure orientale du synclinal de Flysch du Mont Coin comprend, comme nous l'avons vu, des grès grossiers en gros bancs, des schistes noirs, des conglomérats et des brèches, des cargneules, le tout reposant sous le Flysch du synclinal de Parozan.

Au col du Coin même, une lame de grès grossiers s'intercale entre le Trias et le Flysch du synclinal de Parozan.

Dans le petit ravin qui descend du petit lac morainique, au Nord du col du Coin, la série s'est complétée encore par l'adjonction de schistes noirs et de brèches, de sorte que la liaison s'établit normalement entre la zone du Crêt du Rey et le synclinal de Parozan par un anticlinal remplaçant la ligne de contact anormal.

C'est ce que montre aussi la coupe Ouest-Est de la paroi rocheuse, située au Nord du petit lac morainique (Pl. I, fig. 2) :

1° *Flysch* du synclinal du Mont Coin ;

2° *grès calcaires*, grossiers ;
3° *schistes noirs* avec plaquettes brunes siliceuses ;
4° *a*) *brèches brunes*, polygéniques, gréseuses ;
b) *brèches plus claires*, moins gréseuses, écrasées ;
5° *calcaires cristallins* blancs, avec zones siliceuses irrégulières. Dans les éboulis méridionaux j'y ai vu des sections de *bivalves*. Il n'y a pas passage entre ce calcaire cristallin et les brèches précédentes. C'est bien du Lias.

Au Sud et à la base du calcaire cristallin affleurent *des dolomies triasiques* montrant ainsi la nature anticlinale de ce calcaire ;
6° *des schistes noirs*, avec plaquettes de calcaire, le tout très écrasé ;
7° *brèches* ;
8° *schistes noirs* ;
9° *grès calcaires* très grossiers en gros bancs. Ils forment des barres rocheuses.
10° *Flysch* du synclinal de Parozan.

On voit donc ici aussi que les mouvements différentiels qui se traduisaient au Sud par un plan de chevauchement, cessent au Nord du col du Coin.

Suivons les différentes couches de la coupe vers le Nord : Les deux bandes de grès grossiers calcarifères se poursuivent jusqu'au vallon de Treicol, plus ou moins cachées, surtout la bande orientale, par du glaciaire. Les schistes noirs forment à côté d'eux une mince bande. Quant aux conglomérats, ils sont en général plus ou moins écrasés. Et au Nord l'écrasement est poussé à tel point que la bande orientale cesse à l'Ouest du chalet de Presset et que l'affleurement occidental en fait autant un peu plus haut.

Le Trias et le calcaire cristallin ne dépassent pas les rochers placés au Nord du col du Coin. Ils sont remplacés par les schistes situés à l'Est du calcaire cristallin. Ils forment une étroite bande de schistes noirs et de calcschistes très écrasés qui se poursuit jusqu'au vallon de Treicol. Dans les pentes de la cascade de Presset, ils sont très peu épais et donnent naissance à un petit ravin où l'on peut fort bien examiner la nature de ces roches. Ce sont des schistes noirs et des calcaires en petites plaquettes avec des lentilles de brèches. C'est une mylonite des terrains antérieurs aux grès grossiers de la base du Flysch dans laquelle les conglomérats ont été broyés. L'écrasement est poussé au maximum. Le mouvement différentiel a donc joué à nouveau.

Que sont tous ces schistes dont il vient d'être question ? L'écrasement en voile la nature. Lors de mes recherches, je pensais que c'était du Flysch écrasé. Actuellement la solution qui me paraît convenir le mieux, consiste à les considérer comme des calcschistes antenummulitiques. De nouvelles recherches sur le terrain pourront seules décider de la chose. Quoi qu'il en soit, la portion de ces schistes au Nord de Presset, comprise entre les grès grossiers, appartient en grande partie aux schistes noirs, supérieurs aux conglomérats nummulitiques.

5. Entre le vallon de Treicol et le cormet de Roselend (Pl. X).

La région, traversée par la zone du Crêt du Rey entre le vallon de Treicol et le cormet de Roselend, comprend la crête cotée 2.368 mètres au Nord du chalet de Parozan et la crête qui limite à l'Ouest le vallon de l'Arpire.

En suivant à mi-pente le flanc septentrional du vallon de Treicol, au S.W. des chalets de Parozan, on recoupe la zone du Crêt du Rey, qui montre de l'Ouest à l'Est :

1° *des cargneules mylonitiques* ayant environ 5 mètres d'épaisseur. Elles renferment des fragments de Flysch ;

2° *des brèches peu gréseuses*, de teinte claire, polygéniques, à gros éléments ;

3° *des calcaires gréseux*, très bruns, très souvent microbréchiformes, en bancs assez bien lités. Ils renferment quelques lentilles de brèches très polygéniques, brunes. Mais ces dernières sont peu abondantes. La position de ces couches montre très nettement qu'elles ne sont qu'un faciès latéral des brèches brunes polygéniques ;

4° *des schistes noirs*, alternant à la base avec des quartzites fins, d'un brun vert et un peu calcarifères ;

5° 30 à 50 mètres de *grès très grossiers, microbréchiformes* ;

6° *du Flysch* formé de calcaires gréseux alternant avec des schistes noirs et contenant quelquefois des bancs de microbrèches. Il s'étend sur une largeur de 200 mètres ;

7° *des grès grossiers calcaires* ;

8° *des schistes noirs* très écrasés ;

9° *des grès grossiers* ;

10° *le Flysch* du synclinal de Parozan.

Il est clair que la série, observée là, est la même que celle qui est comprise entre les chalets de Conchette et de Presset. Les cargneules sont les mêmes que celles du vallon oriental de Conchette. Le Flysch s'est complété à l'Ouest par les couches de base du Nummulitique qui formaient, au Nord et au Sud du Mont Coin, le flanc normal de l'anticlinal de la Chevalière et qui avaient été rabotées au pied du vallon de Treicol.

Le Flysch 6 représente évidemment la couverture de l'anticlinal de Plan Bornet et le remplissage des synclinaux adjacents. Les couches 7, 8 et 9 appartiennent aussi à l'anticlinal qui relie le synclinal de Parozan à la zone du Crêt du Rey.

Suivons le bord occidental de la zone du Crêt du Rey jusqu'à la cote 2163 à l'Ouest des chalets de l'Arpire. Les cargneules, les brèches, les schistes noirs et leurs quartzites et les grès grossiers se poursuivent jusqu'à l'Ouest de la cote 2368 et disparaissent sous quelques éboulis, jusqu'au col, fond du vallon de l'Arpire-la Grande Berge. Ils apparaissent, chemin faisant, entre deux éboulis. Là les conglomérats nummulitiques font défaut et sont remplacés par un calcaire cristallin probablement liasique. Au col et à l'Ouest de la crête occidentale du vallon de l'Arpire, le Trias est surtout formé de dolomies. Il y a

aussi des calcaires cristallins probablement liasiques. Les conglomérats nummulitiques qui avaient été supprimés, apparaissent de nouveau mais en s'étirant vers le Nord. Les schistes noirs et les grès grossiers suivent cette bordure sans discontinuité tectonique. Au S.W. de l'Arpire, toutes ces couches depuis le Trias s'effilent, disparaissent, et le plan de chevauchement n'est plus apparent. Il est, en effet, entre Flysch et Flysch.

Le Flysch 6 de la coupe et qui forme le fond du synclinal a disparu au col, fond du vallon de l'Arpire-Grande Berge, par suite d'une élévation axiale. Il est alors remplacé par des calcaires gréseux grossiers.

L'anticlinal qui limite à l'Est la zone du Crêt du Rey, est caché sur une grande longueur par le glaciaire du vallon de Parozan. A la cote 2.368 mètres il est dédoublé, mais bientôt reste simple à nouveau, composé de deux barres rocheuses de grès grossiers en gros bancs et séparées par une couche schisteuse. Il se continue ainsi jusqu'au vallon de l'Arpire. Là, par suite de la même remontée axiale constatée pour le synclinal voisin, il s'ouvre jusqu'aux conglomérats nummulitiques et même plus loin, jusqu'au calcaire cristallin et jusqu'aux cargneules triasiques.

Toutes ces couches disparaissent bientôt sous le glaciaire du vallon de l'Arpire, qui ne permet pas ainsi de voir la liaison avec le synclinal de Parozan et de les poursuivre plus au Nord. Seul un petit affleurement de brèches est visible à l'Ouest des chalets de l'Arpire au milieu du Quaternaire.

6. Région située entre le Cormet de Roselend et le col de la Seigne. Pl. VII et X.

Au delà du glaciaire de l'Arpire, il est difficile de poursuivre la zone étudiée, d'abord parce que ce glaciaire cache la continuité de la zone, ensuite parce que celui des Chapieux Derrière masque encore une bonne partie des terrains que nous étudions ici. Au Cormet de Roselend même, affleure une bande triasique où les schistes verts et violets abondent. Ces roches appartiennent à l'unité tectonique inférieure. Mais au-dessus, la colline du chalet de la Platta montre, de l'Ouest à l'Est, la succession suivante :

1° *Flysch ;*
2° *calcaires gréseux grossiers* de la base du Flysch ;
3° *conglomérats et brèches* formant une mince bande ;
4° *calcaire cristallin* liasique que coupe le chemin entre le chalet du Gollet et le Cormet.

Plus à l'Est, des alluvions ou du glaciaire masquent les terrains jusqu'au Flysch du synclinal du Parozan.

J'ai relevé une coupe semblable dans le vallon de l'Arpire, au point où l'anticlinal qui limite, à l'Est, la zone du Crêt du Rey, s'enfonce sous le glaciaire. Ces deux coupes sont dans le prolongement l'une de l'autre et toutes les deux immédiatement à l'Ouest du synclinal de Parozan ; on peut donc penser qu'elles sont

en continuité. J'admettrai alors, jusqu'à preuve du contraire, que les couches de la Platta font partie de la zone du Crêt du Rey.

Derrière les Chapieux Derrière, une bande de Flysch est intercalée entre deux bandes triasiques ; j'admettrai que c'est là encore la zone du Crêt du Rey (quoique la présence de schistes verts puisse les faire considérer comme appartenant à une unité tectonique inférieure).

La coupe du chalet du Truc montre une lame de cargneules, ayant une inclinaison voisine de la pente du terrain ; elle supporte une lame de Flysch. Toutes deux surgissent du glaciaire des Chapieux Derrière. Il n'y a aucun inconvénient à les ranger dans la même unité tectonique. On pourrait tout aussi bien, il est vrai, les mettre dans l'unité tectonique supérieure, le synclinal de Parozan.

Enfin, dans tout le massif entre le vallon du cormet de Roselend et le chemin des Chapieux au col du Bonhomme, et dans le massif de la Pointe de Mya, une lame de Flysch séparée de l'autochtone par une lame de cargneules qui s'étire au Nord, peut être rapportée à la zone du Crêt du Rey. Je montrerai en effet que l'unité, immédiatement supérieure à celle-ci, appartient au synclinal de Parozan.

La lame très inclinée vers l'Ouest, affleure dans le ravin de la Tournette et dans celui des Murs, vers l'altitude de 1,960 mètres. Dans le ravin de la Raja, elle est limitée à l'Est par un anticlinal qui est bien visible au chalet de la Raja. Il s'ouvre jusqu'aux conglomérats nummulitiques et relie la zone du Crêt du Rey au synclinal de Parozan. Je le décrirai en même temps que ce synclinal, car ici c'est son flanc normal qui est le mieux développé, contrairement à ce qui se passe au col et au vallon du Coin. La lame de Flysch se poursuit au-dessus de l'autochtone au N.W. des chalets de Plan Vararay. La lame de cargneules, dès lors, se disloque en lentilles dont une de dolomies, affleure au-dessus du chemin du col du Bonhomme ; une autre se voit un peu au Sud de la crête Pointe des Fours-massif de la Pointe Mya (pour tout ce qui suit voir pl. VII) ; et une dernière sur cette crête même. La lame de Flysch descend de là régulièrement, très mince, au-dessus de l'autochtone, jusque dans la partie inférieure du cours du ruisseau des Tufs. Quant à la lame inférieure de cargneules, elle est continue sur ce versant septentrional du massif de la Pointe de Mya.

Elle existe encore dans le ruisseau de Bellaval et sur la rive droite du Torrent des Glaciers, en aval des Mottets au delà desquels elle disparaît complètement jusqu'au col de la Seigne.

Dans la partie suivante consacrée à l'étude du synclinal de la Pointe de l'Echelle et de l'anticlinal complexe de la Portetta, je préciserai ce qui appartient, d'une part, à ces zones, et d'autre part, à celle du Crêt du Rey.

On voit ici combien s'est simplifiée la zone du Crêt du Rey, réduite à une étroite lame de Flysch et de cargneules.

III

LE SYNCLINAL DE LA POINTE DE L'ÉCHELLE ET DE PAROZAN ET L'ANTICLINAL COMPLEXE DE LA PORTETTA ET DE LA COMBE DE LA NOVA

Je réunirai la description du synclinal de la Pointe de l'Echelle et celle de l'anticlinal complexe de la Portetta. Ce sont en effet deux unités tectoniques tellement liées qu'il est difficile d'en séparer l'étude. Pour la même raison il eût fallu traiter également avec elles le synclinal du Roignais. Mais, pour simplifier, j'en ferai la description à part.

1. Les limites de la zone étudiée.

A l'Ouest, la limite est formée par le bord oriental de la zone du Crêt du Rey, limite que nous avons déjà vue dans les pages précédentes. C'est donc la bande triasique du passage de Villette et du col de la Pointe de Colonne Noire, la fracture de Plan Brunet, l'anticlinal du col du Coin et de la cote 2368 et celui du chalet de la Raja.

La limite occidentale est beaucoup plus fugace, et même tout à fait arbitraire puisque l'anticlinal de la Portetta et le synclinal du Roignaix sont liés tectoniquement. J'arrêterai le synclinal du Roignaix aux premières couches de brèches, de Lias et de Trias, dont la disposition annonce une allure anticlinale, c'est-à-dire au premier anticlinal élémentaire et visible à l'affleurement, de l'anticlinal complexe de la Portetta. La limite est alors la bande triasique qui passe au Nord de Villette, à l'Est de Plan Villard et qui se développe très largement sur la rive gauche du Nant de Tessens. Ce Trias s'interrompt sur une longueur d'un peu plus d'un kilomètre, réapparaît sous les chalets de Pra Plan et se poursuit très étroite jusqu'aux chalets de Thiabord. La limite se prolonge ensuite par les premières couches triasiques qui affleurent sous Roche Boc et qui longent le torrent de la Portetta et celui de la Cerdosse. Elle comprend en outre le Mont Gargan, le col de la Nova, les pentes orientales de la Combe de la Nova, puis suit le torrent des Glaciers jusqu'aux Séloges et atteint le col de la Seigne en passant un peu au-dessus du chemin muletier.

2. Région au Sud du Nant d'Agôt. cf. Pl. IX, fig. 1 et 2.

Au Sud du Nant d'Agôt le synclinal de la Pointe de l'Echelle et l'anticlinal de la Portetta ne se différencient pas encore. On ne voit ici que des plis très serrés sauf cependant dans une région située à l'Est d'une bande triasique qui s'étend de Montgirod aux chalets de la Combe du Nant d'Agôt. J'étudierai à part cette dernière région très simple.

A. — Entre l'anticlinal du passage de Villette et l'anticlinal de Montgirod

Coupe du Lac Dussaut à Montgirod. — Je commencerai l'étude de cette région par une coupe allant des environs du lac Dussaut jusqu'à Montgirod. Elle nous montre de l'Ouest à l'Est :

a) 1° *des cargneules et des dolomies* ;

2° *un calcaire blanc*, cristallin, liasique. Comme il y en a de chaque côté des cargneules, celles-ci forment nettement un anticlinal. Le pendage est dirigé vers l'E.S.E.

3° *des calcaires et des schistes* que l'on peut attribuer au Lias ou au Jurassique d'après leur situation entre le calcaire cristallin et les brèches non polygéniques, si l'on fait abstraction d'un accident tectonique possible. Le pendage des couches change brusquement. Il se dirige maintenant vers l'W.N.W. On trouve alors :

4° *des brèches non polygéniques* ;

5° *des brèches polygéniques* ;

b) 6° *des calcaires gréseux* appartenant indubitablement au Flysch ;

7° *du calcaire cristallin* ;

c) 8° *des cargneules peu épaisses* ;

9° *du calcaire cristallin* ;

10° *des brèches non polygéniques*, très peu épaisses (5 à 10 m.), par conséquent écrasées, étant donné le développement qu'elles occupent ailleurs ;

11° une bande également très mince de *quartzites fins*, mais dépourvus de schistes noirs, phénomène probablement dû à l'écrasement, étant donnée la faible largeur de cette zone ;

12° *des brèches polygéniques* à grands éléments nourris essentiellement aux dépens de roches cristallines. Elles forment une falaise bien marquée ;

d) 13° *des calcaires gréseux et des schistes* du Flysch. Ils plongent à 45° vers l'W.N.W. Le contact entre ces calcaires gréseux et les brèches polygéniques précédentes est très brusque mais sans discordance ;

e) 14° *des brèches polygéniques* de la base du Flysch ;

f) 15° puis de nouveau des *calcaires gréseux et des schistes* cette fois très développés. Malgré un certain aspect liasique, ils me paraissent sans aucun doute nummulitiques : Ils sont en effet gréseux, ont des surfaces brunes, renferment des microbrèches. De plus leur situation stratigraphique et tectonique l'indique aussi. Le fait le plus curieux est la présence de cargneules au milieu de ce Flysch. On peut supposer que c'est là ou une intrusion ou un placage triasique. Celui-ci serait à lier par exemple à l'anticlinal de la Fontaine Sagellan. En effet, alors que le Flysch plonge avec un angle de 45° vers l'W.N.W., les schistes qui accompagnent les cargneules plongent vers l'Est avec un angle de 80°. Quelle est d'ailleurs la part du balancement des couches ? Il est difficile d'y répondre.

16° On voit alors des *brèches polygéniques* de la base du Flysch. Le ciment carbonaté fait à peu près complètement défaut. La roche est presqu'entièrement formée de galets de roches cristallines ;

17° *des quartzites et des schistes noirs* ;

18° *des brèches polygéniques* ;

19° *des brèches non polygéniques* ;

g) 20° *des cargneules* que l'on trouve à la Fontaine Sagellan et d'où celle-ci sort abondamment ;

h) 21° *des calcaires gréseux et des schistes* appartenant au Flysch.

i) 22° *des brèches polygéniques* à peu près verticales formant la Roche Durand.

j) 23° *des calcaires gréseux* du Flysch, qui s'étendent jusqu'au-dessus de Montgirod ;

24° *des schistes noirs* ;

k) 25° *le Trias*.

On voit donc que la région étudiée est de tectonique assez compliquée. Les répétitions de couches se produisent un grand nombre de fois sur une faible distance. Les plis sont donc très serrés et très nombreux.

Si maintenant on groupe les couches on voit que l'on a une série de 6 anticlinaux, *a*, *c*, *e*, *g*, *i*, *h*, tous formés de Trias, sauf les anticlinaux *e* et *i* ouverts seulement jusqu'aux conglomérats. Entre les anticlinaux *a* et *c* existe sûrement un accident tectonique *b* puisque la base du Nummulitique manque entre le Flysch 6 et le Lias 7. A l'Est de l'anticlinal *e* et à l'Ouest de l'anticlinal *i* de Montgirod il y a également des suppressions de couches comprenant non seulement la base du Nummulitique mais aussi le calcaire cristallin liasique.

Prolongement vers le Nord des différentes unités tectoniques distinguées. — L'anticlinal *a* peut se suivre vers le Sud et se ferme vers les chalets de la Faverges ; il en est de même de l'anticlinal *c*.

Anticlinal a. — J'ai déjà suivi partiellement l'anticlinal *a* vers le Nord dans la partie descriptive de la zone des imbrications. Le calcaire cristallin et les conglomérats situés à l'Est du Trias, disparaissent plus au Nord sous la grande masse d'alluvions du passage du Boson, non seulement du fait de cette couverture, mais aussi parce qu'il y a réellement suppression tectonique. On ne les retrouve pas en effet au delà des alluvions, sauf au S.E. du Quermoz où quelques lames de calcaire cristallin ou de conglomérats de la base du Flysch sont intercalées entre le Trias et le Flysch. Le dernier Flysch 6 peut, par contre, se suivre beaucoup plus loin jusqu'au-dessus du Nant d'Agôt.

L'anticlinal c disparaît lui aussi sous les alluvions du passage de Boson, mais reparaît sous les chalets de la Polmaz. Il est jalonné sous ce Quaternaire par toute une série d'entonnoirs de dissolution. Aux chalets de la Polmaz, cesse l'accident qui limitait à l'Ouest l'anticlinal *c*. En effet les couches se sont complétées par des conglomérats nummulitiques et des schistes noirs à quartzites verts. Le Trias de l'anticlinal n'est pas très large et, à peine sorti des alluvions, il dispa-

raît sous le calcaire cristallin formant falaise à l'Est des chalets de la Polmaz. Ce calcaire cristallin lui-même se termine un peu plus au Nord. Il se recouvre de brèches. L'anticlinal continue donc à se fermer. Les deux bandes de brèches situées de chaque côté de l'anticlinal se rejoignent. L'étude des brèches est facile dans la bande occidentale où l'on peut très nettement distinguer une partie inférieure non polygénique à ciment calcaire et une partie supérieure plus gréseuse et plus polygénique. L'épaisseur totale des brèches peut être évaluée à 30 mètres tout au plus. Il y a là une forte réduction, sûrement d'ordre tectonique. Les conglomérats à leur tour s'enfoncent sous le Flysch. Dès lors plus au Nord l'anticlinal n'est plus visible. Je n'ai pas pu reconnaître, dans le flanc oriental de l'anticlinal entre le Flysch et les conglomérats, des schistes noirs, comme il y en a dans le flanc occidental. Cela est peut-être dû à un laminage plus intense.

Le pendage de toutes ces couches est dirigé vers l'W.N.W. Dans le prolongement de cet anticlinal, aux abords du Nant d'Agôt, au Nord du chalet de la Pouilloux, le Flysch découvre des conglomérats uniquement à éléments de roches cristallines. Ils forment un anticlinal présentant, au centre, des schistes noirs et des quartzites ; c'est bien là la continuation de l'anticlinal *c* qui perd sa couverture de Flysch.

L'anticlinal e, formé de brèches polygéniques de la base du Flysch, ne dépasse

Fig. 9. — Charnières de l'anticlinal du lac de l'Arcachat au S.S.W. du lac. **t³d** dolomie triasique, **L⁴⁻¹** calcaire cristallin liasique, **A** éboulis.

pas les alluvions du passage de Boson soit qu'il cesse, soit qu'il subisse un abaissement axial qui le fasse se recouvrir de Flysch.

L'anticlinal g de la Fontaine Sagellan par contre peut se suivre beaucoup plus loin. Nous verrons que, au Nord, il se continue par le lac de l'Arcachat ; aussi l'appellerons-nous de ce nom.

Au Sud l'anticlinal est marqué par une bande de cargneules d'où sortent les

abondantes sources de la Fontaine Sagellan qui dépose des tufs en grande quantité.

La bande triasique, à 200 mètres environ du sentier muletier conduisant aux chalets de Montgirod, se dirige brusquement vers le Nord, puis reprend sa direction N.N.E. Les dolomies qui occupent une dépression bien indiquée sur les plans directeurs au 20.000e, montent vers le lac de l'Arcachat, mais s'arrêtent à l'altitude voisine de 1.920 mètres. Elles s'enfoncent là en effet sous une couverture anticlinale de calcaire cristallin, qui les entoure complètement aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest. Ce calcaire liasique ne peut se poursuivre plus au Sud. Nous avons d'ailleurs vu qu'il manque dans la coupe initiale. Il se développe beaucoup plus largement sur le flanc oriental de l'anticlinal. C'est que là il est à nouveau replié, laissant même percer un peu de Trias. Le calcaire cristallin est blanc, renferme parfois des rognons siliceux comme à Villette.

A l'Ouest du calcaire cristallin, affleure une bande de calcaire schisteux se débitant en baguettes. Elle entoure le Lias à l'Ouest et au Nord et le recouvre anticlinalement. Cependant elle manque à l'Est probablement par suite de phénomènes dynamiques. Ces calcaires schisteux sont eux-mêmes bordés à l'extérieur par des conglomérats à ciment de calcaire cristallin blanc ou noir, ou bleuâtre, et dont les éléments sont surtout des dolomies jaunes ou grises et des calcaires du Trias.

Voici d'ailleurs la description d'une de ces brèches :

Brèche à éléments dolomitiques jaunes, petits et à quelques autres éléments siliceux appartenant tous au Trias.

Le *ciment* est un calcaire noir. Au microscope, on voit que ce calcaire est cristallisé, mais moins largement que toutes les couches que l'on trouve plus au Nord ou plus à l'Est Les cristaux ne se distinguent pas bien les uns des autres. La calcite est impure.

Parmi les éléments de la brèche on trouve des grains de quartz. Ils étaient primitivement plus ou moins arrondis et se sont ensuite accrus. Cela est très visible grâce aux impuretés incluses dans la zone d'accroissement. La silice en se développant pénètre dans les fentes de la calcite et entre les divers cristaux. Cela est dû à la disposition de l'écrasement; on y remarque un gros grain de *tourmaline* clastique, quelques fragments *d'échinodermes* et enfin, comme éléments de taille plus grande, des *galets de dolomie*, les uns très fins, les autres beaucoup plus cristallins et renfermant des traces circulaires qui sont probablement des restes d'algues calcaires. Il y a écrasement net de la roche.

A ces conglomérats succèdent à l'extérieur, des brèches beaucoup plus gréseuses et polygéniques, renfermant des roches cristallines. Elles ont un développement assez faible sur le flanc occidental de l'anticlinal où elles forment une croupe rectiligne, longue et bien marquée dans la topographie. Ces brèches décrites en ces dernières lignes, s'accompagnent en deux longues bandes et vont jusqu'au lac de l'Arcachat, s'y arrêtent, contournent les calcschistes précédents et redescendent vers le Sud, fermant ainsi à leur tour l'anticlinal, en s'enfonçant sous les couches suivantes : la série des quartzites et des schistes noirs.

Ces dernières couches forment, à l'Ouest des brèches, une longue dépression assez étroite, de 50 mètres de largeur environ. Au Nord, vers l'altitude de 1.960 mètres, elles s'élargissent, puis brusquement prennent un développement

formidable, parce qu'elles recouvrent la voûte de l'anticlinal. A leur tour, elles disparaissent au Nord sous les couches suivantes. Les bancs de quartzites verdâtres, à grain fin, sont souvent abondants dans les schistes noirs.

Il y a également une roche noire compacte, sans clivages, n'ayant pas subi d'écrasement :

Au microscope on y voit de très nombreuses *phyllites*, disposées en tous sens et formant la masse de la roche. Elles baignent dans une matière opaque. On y rencontre aussi quelques *micas blancs*, de la *tourmaline* et quelques minéraux opaques allongés. Il y a aussi un quartzite gris à surface blanche et à grain très fin ; il contient un peu de calcaire comme le témoigne une faible effervescence aux acides qui se fait sur les parties fraîches seulement, les parties externes ayant été débarrassées du carbonate de chaux.

Des brèches polygéniques de la base du Flysch et constituées uniquement de roches cristallines, entourent les schistes noirs et les quartzites. Elles forment une longue crête dénudée, très facile à étudier et que l'on peut suivre depuis les chalets de Montgirod jusqu'à la hauteur du lac de l'Arcachat. A l'Ouest de cette crête, une petite dépression est occupée par les premières couches du Flysch, schistes alternant avec des calcaires plus ou moins gréseux et contenant par place des microbrèches. C'est à la limite de ces couches que se trouve le filon d'hématite spéculaire de Montgirod. Il mesure 1 mètre d'épaisseur et a été autrefois exploité à cause de sa grande pureté.

Ces brèches polygéniques atteignent le Nant d'Agôt où elles dessinent une charnière anticlinale, puis retournent en arrière pour former le flanc oriental de l'anticlinal.

Elles sont de teinte claire, généralement grises ; lorsqu'elles ont été longtemps exposées aux actions atmosphériques, elles deviennent blanchâtres. Ce qui les différencie des autres brèches, c'est d'abord leur situation à la base du Flysch, au-dessus des quartzites et des schistes noirs ; c'est ensuite l'absence à peu près complète de leur teneur en carbonates soit de chaux soit de magnésie. Ce sont des roches formées presque uniquement de roches cristallines. Le ciment est à très gros grain et n'est composé que de quartz, de micas blancs disposés parallèlement les uns aux autres, de feldspaths brisés, surtout de l'orthose et du microcline. Les plagioclases n'y sont pas très abondants du moins dans les roches étudiées. Les feldspaths sont le plus souvent albitisés. Il y a également de l'apatite et quelques fragments de dolomie et de calcite, sortes de petits éléments de microbrèches.

La taille des éléments du ciment est en majorité supérieure au millimètre.

Les galets sont surtout des quartz, des granites, des gneiss, des micaschistes, des quartzites du Trias inférieur. Les galets de dolomies et de calcaires sont tout à fait exceptionnels. Les granites examinés sont toujours très écrasés. Le quartz est à extinctions roulantes. L'orthose y est abondante et est albitisée ainsi que le microcline. Les plagioclases sont séricitisés, la biotite chloritisée. Il y a du zircon, de l'apatite.

Parmi les micaschistes, je citerai une roche très riche en quartz ; celui-ci est écrasé. Les feldspaths y sont très rares. Ce sont des plagioclases indéterminables. Il y a de grandes lamelles de biotite et de très abondants grenats. Mais la plupart de ces derniers sont épigénisés. Ceux qui restent intacts sont rares. Encore sont-ils pourvus de fissures remplies d'épidote et de séricite. Lorsque la décomposition est tout à fait avancée, tout le grenat est remplacé par de la séricite disposée confusément. A citer également de la chlorite.

Parmi les éléments examinés du conglomérat je citerai encore un galet de dolomie bourrée de cristaux très frais, néogènes ; d'albite et de phlogopite postérieurs aux actions dynamiques qui ont déformé la roche.

Nous avons donc ainsi terminé l'étude de l'anticlinal du lac de l'Arcachat, au Nord de la Fontaine Sagellan. Si maintenant l'on compare cette portion de l'anticlinal avec celle qui a été examinée dans la coupe initiale, on voit que l'anticlinal s'est complété du calcaire cristallin et des calcschistes sur le flanc occidental, et que même, au flanc oriental, se sont ajoutées les couches de base du Nummulitique.

L'anticlinal du lac de l'Arcachat permet de faire quelques remarques stratigraphiques. Lorsque l'on examine les conglomérats situés au-dessus des calcschistes, on voit qu'à la base le ciment est de calcaire cristallin, faiblement spathique, non gréseux de teinte claire, ne renfermant que des galets de roches triasiques. Vers le bas ces éléments diminuent de taille. Le tout se transforme donc vers la base de telle sorte que la roche ressemble à s'y méprendre au calcaire cristallin liasique. On peut donc se demander si ce n'est pas là encore du Lias. Cependant, au fur et à mesure que l'on monte dans la série stratigraphique, le ciment de la roche devient plus siliceux, de moins en moins cristallin, de plus en plus foncé ; les éléments des roches cristallines deviennent abondants en même temps que les galets augmentent de taille ; la roche prend alors un aspect nummulitique incontestable. Comme on ne peut établir ici aucune discontinuité dans ces conglomérats, on peut donc se demander s'ils appartiennent au Lias ou au Nummulitique.

Sur le chemin qui va des chalets communaux de Montgirod aux chalets de la Charmette il semble qu'il y ait relation, par alternance, entre les conglomérats et les calcschistes. Il y aurait alors continuité de sédimentation entre ces deux formations. Les conglomérats seraient donc tous liasiques. Mais on peut se demander si cette relation par alternance n'est pas due à un effet de la tectonique, qui aurait plissé ensemble ces deux terrains.

Si au lieu de rester au bord du chemin, on examine les terrains vers l'altitude 1.850 mètres, on voit alors la coupe suivante de l'Est à l'Ouest :

1° des calcaires schisteux se débitant en crayons ;

2° un banc de brèches polygéniques de 80 centimètres environ, apparaissant brusquement au-dessus ;

3° des calcschistes moins écrasés que les précédents et en bancs réguliers. Certaines parties ne ressemblent pas aux calcschistes inférieurs ;

4° un calcaire cristallin bréchoïde, à éléments polygéniques. Des schistes sont intercalés entre certains bancs.

A l'examen de cette coupe on peut se demander s'il y a discontinuité de sédimentation ou non, s'il y a récurrence de faciès à la limite des conglomérats et des calcschistes.

Je vais maintenant examiner rapidement les *unités h à k* situées à l'Est de l'anticlinal du lac de l'Arcachat. Si nous poursuivons le Flysch situé à l'Est du Trias de la Fontaine Sagellan, nous voyons que, au Nord, le substratum de brèches apparaît et s'étend très loin jusqu'aux chalets de Sizery. Près de la Roche

Durand entre ce Flysch et ces conglomérats apparaissent les brèches à roches cristallines de la base du Flysch et les schistes noirs à quartzites verts.

Le synclinal de brèches et de Flysch qui précède l'anticlinal de Montgirod, est complexe. Il est formé de plusieurs éléments alternant ensemble. La région est couverte de pâturages et de boqueteaux, aussi est-il malaisé sinon à peu près impossible de se rendre compte de la disposition exacte des choses.

Plus au Nord dans la forêt du Drêset, les plis se font surtout dans les schistes noirs à quartzites verts et les brèches polygéniques de la base du Flysch pour autant que la végétation permet de s'en rendre compte. Au N. et au N.E. la majeure partie de ces terrains est masquée par du glaciaire.

B. — Région a l'Est de l'anticlinal de Montgirod

Coupe de Montgirod à Centron. — Une coupe menée de Montgirod à Centron montre :

1° des *dolomies* du Trias, qui affleurent derrière les dernières maisons de Montgirod ;

2° quelques mètres de *schistes bleu noir* ne faisant pas effervescence aux acides. C'est peut-être du Rhétien ;

3° un *calcaire cristallin*, semblable à celui des Etroits du Ciex ;

4° des *brèches polygéniques* sur lesquelles le village de Montgirod est construit ;

5° du *Flysch* ;

6° un anticlinal de *conglomérats*, vers l'altitude 1.050 mètres. Sa charnière se voit au bord de la route de Montgirod à Centron ;

7° du *Flysch* qui descend jusqu'au Villaret. A la base il forme des bancs plus massifs ;

8° des *brèches* visibles sur la route de Villaret à Centron ;

9° le *gypse* du bord de la route nationale, derrière les maisons de Centron.

Nous pouvons conclure de cette coupe, que nous avons là un synclinal accidenté d'un anticlinal percé jusqu'aux conglomérats.

Prolongement des différentes assises vers le Nord. — Suivons toutes ces couches jusqu'au Nant d'Agôt :

Le *Trias* I affleure de nouveau dans le chemin de la montagne de Montgirod, puis se poursuit très large vers les chalets de la Charmette où l'on observe du gypse et des dolomies et de nombreuses olettes. L'anticlinal est ensuite caché par du glaciaire, mais reparaît localement sous forme de dolomie à l'Est du Dréset et de gypse sur la croupe du chalet de Sizery. *Le calcaire cristallin*, à l'Est des Charmettes, sort du glaciaire sous lequel il était caché. Il forme là une croupe bordée à l'Est par un escarpement, et il se poursuit plus au Nord par un abrupt dominant le Nant d'Agôt. Le calcaire cristallin est accompagné de quel-

ques dolomies. Des *calcschistes* forment ensuite une zone étroite. Nous ne les avions pas vus dans la coupe initiale parce qu'ils étaient cachés par du glaciaire. Les *conglomérats* 4 suivent ces calcschistes, en une bande remarquablement mince. Cette réduction de l'épaisseur est uniquement d'ordre tectonique.

L'*anticlinal de conglomérats* 6, situé sous le village de Montgirod, disparaît au Nord.

Le *Flysch* 5 et 7 forme tout l'espace situé à l'Est et qui s'étend au Nord jusqu'au Nant d'Agôt, où il est percé de deux anticlinaux de conglomérats, l'un vers l'altitude de 1.200 mètres, l'autre à 500 mètres au S.E. de ce dernier.

Les *conglomérats* du flanc oriental du synclinal n'affleurent pas sur la feuille de Bourg-Saint-Maurice au 50.000e. Mais ce sont problablement les mêmes qui forment un escarpement sur la rive gauche de l'Isère en face du Villaret. J'ai examiné un échantillon provenant de ce gisement :

C'est une roche calcaire, noire, cristalline, contenant de gros éléments de brèches dolomitiques. La roche est comprimée. Sur les surfaces de frottement, il y a de la séricite abondante. Le *ciment* est formé de calcite largement cristallisée et occupant la majeure partie de la roche. Les cristaux se touchent les uns les autres et contiennent souvent des grains de quartz et de la séricite. On y remarque des zones plus riches en quartz. Les galets de dolomies, de calcaire ne présentent rien de particulier. Il semble qu'il y aient des restes organiques, polypiers, débris d'échinides. Dans l'un des galets calcaires, j'ai vu un silex renfermant des spicules de spongiaires, silex identique à ceux du calcaire cristallin des Etroits du Ciex, ce qui montre, sans aucun doute, que ces conglomérats sont postérieurs au calcaire cristallin liasique.

Au-dessus du cône de déjection du Nant d'Agôt, un affleurement de *calcaire cristallin* vient compléter la série stratigraphique. Quant au *Trias* de Centron, il disparaît sous ce même cône de déjection. Mais malgré cette épaisse couverture de Quaternaire, on peut le suivre jusqu'au pied des collines de Villette grâce aux entonnoirs de dissolution.

3. Massif de la Pointe du Col et de la Roche Janentan [1] ou région comprise entre le Nant d'Agôt et le Nant de Tessens.

Les zones étudiées ici se prolongent dans le massif de la Pointe du Col et de la Roche Janentan [1], entre le Nant d'Agôt et le Nant de Tessens. La région ainsi comprise est formée, entre le Passage de Villette et la Roche Janentan, par une longue crête uniforme dont la pente méridionale est beaucoup plus douce que la pente septentrionale souvent très raide. La Pointe du Col s'élève à 2.321 mètres d'altitude. La Roche Janentan, un peu moins élevée, 2.156 mètres, se termine à l'Est et au Nord par de grands abrupts. Entre cette cime et Charves s'étend une région à pente graduellement plus douce et dont le sommet est couvert par la forêt des Charmettes. J'examinerai séparément les régions situées de part et d'autre de la Roche Janentan.

[1] C'est la cote 2156 au S.E. de la Pointe du Col.

A. — Région comprise entre le Passage de Villette et la Roche Janentan

Cf. Pl. IX, fig. 3.

Coupe du Massif de la Pointe du Col. — Il est aisé de se rendre compte de la nature de cette région, en cheminant le long de l'arête qui donne, du N.W. au S.E., la coupe suivante (Pl. IX, fig. 3) :

1° le *Trias* du passage de Villette ;

2° des *brèches à très petits éléments et à ciment de calcaire cristallin*. Leur teinte est d'un gris bleu clair ;

3° des *brèches à gros éléments et à ciment de calcaire très gréseux*, brèches très polygéniques. Les éléments sont des quartzites, des calcaires et des dolomies du Trias, du calcaire cristallin avec silex donc incontestablement liasique (il est plus rare que les roches du Trias), des roches cristallines, gneiss et granites. J'ai examiné l'un de ces galets de roche cristalline au microscope.

Il est écrasé comme tous les autres. La face d'aplatissement est couverte de grands micas blancs très nombreux. La tranche montre très nettement que la roche est écrasée et permet de distinguer du feldspath et du quartz. Au microscope on voit de nombreux grains de quartz granitiques, des micas blancs disposés en divers sens. Les micas obliques aux plans de glissement sont coupés net par ceux-ci. Mais lorsqu'ils font un angle très faible, ils se couchent et s'engagent dans ces fractures. Les feldspaths presque transformés en albite, renferment de nombreuses paillettes de séricite. La roche est largement calcifiée.

Ces conglomérats ont une patine brune qui tranche nettement avec la teinte des brèches précédentes ;

4° des *schistes noirs* contenant de petites plaquettes de calcaires gréseux brun clair, semblables à celles qui renferment des fossiles à la Pointe de Combavent. Il y a également des quartzites. Ces schistes passent à l'Ouest aux conglomérats polygéniques précédents, en se chargeant de galets de roches cristallines. Ils forment une dépression à l'Est de la Pointe du Col ;

5° des *conglomérats* de la base du Flysch et à galets formés uniquement de roches cristallines, formation très pauvre en carbonates, et tout à fait semblable à celle que l'on trouve à la montagne de Montgirod ;

6° des *calcaires gréseux alternant avec des schistes*. Ils sont plissés sur eux-mêmes et contournés ;

7° des *conglomérats très polygéniques*, peu épais, identiques aux précédents ;

8° des *schistes noirs* très réduits ;

9° une *brèche à ciment de calcaire cristallin* ;

10° des *grès et des schistes* avec quelques intercalations des brèches précédentes ;

11° des *brèches polygéniques peu épaisses* ;

12° des *calcaires gréseux et des schistes* ;

13° les *dolomies* de la Roche Janentan.

La coupe montre clairement que nous avons là un synclinal doublé au milieu par un anticlinal de conglomérats 9 et qu'à l'Ouest du Trias 13 de la Roche Janentan il y a un contact anormal, puisque ce Trias bute directement contre du Flysch 12.

Les conglomérats 5 de la base du Flysch et les schistes noirs 4 de la Pointe du Col ont une épaisseur qui paraît anormale par rapport aux autres régions. Aussi peut-on se demander s'ils ne sont pas épaissis par quelques replis secondaires.

Prolongement des couches de la coupe. — Toutes les assises de la précédente coupe descendent tout à fait normalement le long de la pente méridionale du massif et disparaissent sous le glaciaire du Nant d'Agôt. Cependant au N.E. de la Combe, du Trias affleure dans le prolongement des conglomérats. C'est probablement là le centre de l'anticlinal de ces conglomérats.

Le Flysch chevauché par les dolomies la Roche Janentan ne descend pas de la crête. A l'E.N.E des chalets de la Combe, il est remplacé par du calcaire cristallin liasique.

Sur le flanc septentrional de la crête, toutes ces couches se prolongent régulièrement vers le Nant de Tessens. Seuls les conglomérats, les schistes noirs et les conglomérats à roches cristallines de l'anticlinal médian, s'enfoncent sous le Flysch par un abaissement axial très brusque.

Raccords avec les régions situées au Sud du Nant d'Agôt. — Il est très difficile d'établir les raccords entre les massifs situés de part et d'autre du Nant d'Agôt, à cause de la grande extension du glaciaire. Les anticlinaux de la Croix du Polmaz et du lac de l'Arcachat semblent se raccorder aux replis des conglomérats polygéniques et des schistes noirs de la Pointe du Col. Le synclinal de Flysch de la Roche Durand semble se poursuivre par le synclinal de Flysch de la Pointe du Col. Les anticlinaux de la forêt du Dréset sont probablement l'homologue de ceux qui sont immédiatement à l'Ouest de la Roche Janentan. Ils sont séparés de la bande triasique par du Flysch, c'est-à-dire par un accident tectonique, aussi bien à la Roche Janentan que dans la forêt du Dréset.

La brèche du Télégraphe et la brèche polygénique observées par W. Kilian et J. Révil près des chalets de la Pesée et de Sarpentant. — En 1916 Kilian et Révil [171] étudièrent les brèches polygéniques de la pointe du Col. Et voici ce qu'ils écrivirent à ce sujet :

« Près des chalets de la Peisey et de Serpentant, la brèche polygénique est en contact immédiatement avec la brèche du Télégraphe qu'elle ravine et dont elle se distingue même par ses caractères morphologiques : la première se manifestant par des crêtes rocheuses, massives et calcaires de teinte claire, la seconde dans laquelle dominent les éléments siliceux, donnant lieu à des arêtes de teinte sombre et à des reliefs plus émoussés. La brèche polygénique forme, en ce point, le noyau d'un synclinal dont les flancs montrent des assises mésozoï-

ques (Lias et Trias) ; elle renferme ici des fragments très reconnaissables de la « brèche de Villette » (Lias supérieur) et des calcaires cristallins du Ciex (Lias) et n'est certainement pas plus ancienne que le Lias supérieur ».

Kilian et Révil distinguèrent donc très nettement les deux divisions du conglomérat de base.

De la présence d'un ravinement qu'ils observèrent entre ces deux brèches et de la différence des caractères lithologiques et morphologiques ils conclurent à l'âge liasique de la base des conglomérats et à l'âge nummulitique de la partie supérieure.

Je ne veux pas nier d'une façon absolue la possibilité de l'existence de brèches liasiques à la base. Mais nous verrons que ces brèches passent insensiblement aux brèches supérieures, par transition graduelle et que les ravinements que l'on observe à l'intérieur des conglomérats n'ont aucune valeur pour la chronologie stratigraphique. Par conséquent, jusqu'à preuve du contraire, je range tous ces conglomérats dans le Nummulitique.

B. — Région comprise entre la Roche Janentan et Charves

Cf. Pl. IX, fig. 3.

Je vais étudier maintenant toute la région située à l'Est de l'anticlinal triasique de Janentan.

Coupe de la région. — Une coupe transversale, passant par la Roche Janentan et Villette, montre du N.W. au S.E. (Pl. IX, fig. 3) :

1° Les *dolomies* du sommet de la Roche Janentan ;

2° une très grande masse de *calcaire cristallin* qui descend dans la forêt des Charmettes ;

3° des *conglomérats* ;

4° des *schistes noirs et des quartzites* ;

5° des *calcaires gréseux, des calcaires et des schistes* ;

6° des *quartzites verts et des schistes noirs*, visibles sur la route de Plan Villard à Charves ;

7° des *conglomérats nummulitiques* que l'on voit sous la route de Charves ;

8° un *calcaire cristallin* ;

9° des *dolomies* également visibles sur la route de Plan Villard ;

10° du *calcaire cristallin* blanc, largement spathique et formant un abrupt au Sud de Plan Villard ;

11° des *calcaires* et des *calcschistes* ;

12° le *gypse* qui domine Villette.

La coupe nous montre donc, d'abord au N.W. un synclinal comblé jusqu'au Flysch et qui occupe une bonne partie de la forêt des Charmettes, ensuite deux anticlinaux de Trias séparés par un synclinal de roches liasiques et jurassiques.

Prolongement des différents terrains de la coupe. — Je vais suivre maintenant les différents terrains de la coupe.

Les *dolomies* 1 de la Roche Janentan descendent, d'une part vers la Pesée, d'autre part vers le Nant d'Agôt.

Le *calcaire cristallin* 2 s'enfonce très nettement, au sommet, sous le Trias. Il forme une masse importante dominant le Chapieu. Il en descend des éboulis se déversant les uns vers le Nant de Tessens, les autres vers la forêt des Charmettes, en *casses* puissantes. L'épaisseur de ce calcaire cristallin est très grande. C'est un calcaire très blanc, largement spathique, du type des Etroits du Ciex. La paroi de la Roche Janentan se fait remarquer par sa blancheur depuis le fond de la vallée de l'Isère, aux environs d'Aime.

Le *conglomérat* 3 ne s'étend pas largement dans la forêt des Charmettes. Il y est en effet recouvert par les éboulis du calcaire cristallin. Cependant il apparaît bien développé au fond du vallon du Nant d'Agôt. Si, au contraire, nous poursuivons le conglomérat vers le Nant de Tessens, nous le voyons descendre vers le torrent, puis un peu à l'Est dessiner une voûte anticlinale et enfin suivre, encore plus à l'Est, les escarpements qui dominent les gorges du Nant de Tessens, en aval du Chapieu, en face du Praliathou. Ils rejoignent les *conglomérats* 7 de la coupe et entourent ainsi les *schistes noirs à quartzites verts* 4 et 6 et le *Flysch* 5 de la Forêt des Charmettes, qui rejoint au Sud celui de la route de Montgirod à Centron et du Nant d'Agôt. On a bien ainsi un synclinal, mais qui paraît bien être complexe, malgré son apparente simplicité, puisque nous avons vu trois charnières anticlinales, deux dans les gorges du Nant d'Agôt et une très bien marquée dans les escarpements qui dominent le Nant de Tessens. La disposition de ces anticlinaux montre que le synclinal n'est pas très profond.

L'anticlinal des escarpements du Nant de Tessens, grâce à la topographie, laisse voir des couches plus profondes que les conglomérats en question. On observe, sous ceux-ci, de haut en bas :

1° des calcschistes et des schistes, noirs, bien lités et renfermant des bancs de brèches où des dolomies sont particulièrement abondantes. Ces couches ressemblent tout à fait à celles que nous trouverons à l'Aiguille du Grand Fond sous les brèches nummulitiques. Dans ces brèches le calcaire cristallin est remanié.

2° Un calcaire cristallin, blanc, gris, quelquefois un peu plus sombre, à zones siliceuses. Il est certainement liasique.

Les *deux anticlinaux triasiques 9 et 12* de la coupe initiale, se rejoignent vers le Sud, aux lacets de la route de Villette à Charves, en même temps que les dolomies qui les constituent font place à du gypse en masse importante et ravinée. Vers le Nord les anticlinaux de Charves 9 et de Villette 12 disparaissent sous du glaciaire et sous des éboulis.

Les couches 10 et 11 que renferment le synclinal disparaissent de la même façon vers le Nord. Vers le Sud le calcaire cristallin 10 s'amincit puis disparaît.

Les calcschistes 11 forment une masse importante qui lors de mes premières courses m'avait paru énigmatique. En effet je ne pouvais les placer dans aucun des groupes reconnus à ce moment. J'avais observé de l'Ouest à l'Est :

1° des *calcaires gris* parsemés de petits points, et qui au microscope se montrent formés de calcite plus ou moins bien cristallisée avec des zones dolomitiques circulaires ;

2° des *calcaires à microbrèches* de dolomie ;

3° des *schistes noirs, des calcschistes* quelquefois bruns, légèrement micacés. A ces derniers sont associés des brèches et des microbrèches, à éléments dolomitiques et à ciment calcaire, un peu siliceux et sériciteux. L'examen au microscope ne montre pas grand chose de plus, sinon qu'il y a de l'albite de néoformation.

Je sais maintenant qu'il faut les ranger dans la formation des calcschistes du Dogger probable. Cependant, il est possible que certaines de ces brèches appartiennent au Nummulitique. Elles seraient alors pincées synclinalement là-dedans.

Ces couches se voient à nouveau le long du sentier muletier de Charves à Plan Villard où l'on observe du S.E. au N.W. :

1° des *dolomies triasiques* de la bande de Villette ;

2° un *calcaire cristallin* très peu puissant ;

3° un peu de *glaciaire* ;

4° des *schistes* ;

5° des *brèches* à alternance de calcaire noir très fin et de calcaires gréseux blancs, bien lités ;

6° des *schistes* très fissiles, souvent un peu rougeâtres, quelquefois calcarifères. Il y a également des schistes noirs très fins, argileux ;

7° le *calcaire cristallin de Plan Villard* ;

8° des *dolomies*,

Les couches 5 sont du Dogger problable. Il est possible que les schistes 6 un peu rougeâtres appartiennent au Trias. Il y aurait alors un accident tectonique, ce que confirmeraient les cargneules que l'on trouve sur la route de Charves dans le prolongement de ces mêmes assises. On remarquera, dans cette coupe, l'apparition de calcaire cristallin 2 dans le flanc oriental du synclinal.

4. Le massif de la Pointe de l'Echelle (cf. Pl. IX, fig. 4-6).

Le massif de la Pointe de l'Echelle ou Pointe de Combe Bénite (2.575 m.) qui comprend également la Roche à Thomas ou Pointe de Combavent (2.398 m.) s'étend d'une part entre le Nant de Tessens et le torrent du Cormet d'Arèches [1], d'autre part entre les dépressions situées de chaque côté du col de la Pointe de Colonne Noire et les pentes de Granier et de Tessens.

Le flanc méridional du massif est en pente assez douce et est couvert de pâturages. Au contraire les pentes septentrionales présentent de nombreux abrupts. C'est une loi générale dans toute la nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère.

A. — **Coupe de la Roche à Thomas à la Pointe de Colonne Noire.** — Je commencerai l'étude du massif de la Pointe de l'Echelle en suivant, du N.W. au

[1] Il est improprement appelé Ormente sur la carte au 50.000°. L'Ormente est le torrent qui prend naissance au lac de Presset au pied du Col du Grand Fond, et qui s'écoule entre le Roignais et le Mont Rosset.

S.E., l'arête du massif de la Pointe de l'Echelle, entre le Col de la Pointe de Colonne Noire et les chalets de Praspa en passant par la Roche à Thomas. C'est le seul trajet complet où l'observation soit facile. Les autres régions sont en effet trop couvertes de pâturages. La coupe montre (cf. Pl. IX, fig. 5) :

1° des *cargneules* ;

2° des *calcaires gréseux*, brun chocolat, en petites plaquettes compactes ;

3° des *brèches à ciment calcaire* ne contenant que peu de quartz. Elles sont en général de teinte claire ;

4° des *brèches beaucoup plus polygéniques* et beaucoup plus gréseuses que les précédentes et ayant une teinte brune plus sombre ;

5° des *quartzites verts* et des *schistes noirs*.

Les quartzites forment des rochers qui dominent le col, d'où le nom de Colonne Noire ou de Corne Noire. Les schistes au contraire donnent naissance à des dépressions.

6° des *grès grossiers, en gros bancs massifs et à microbrèches* ;

7° une *épaisse série formée de calcaire, de calcaire gréseux, de grès et de schistes* ;

8° des *grès grossiers à microbrèches* au S.E. de la cote 2511 ;

9° des *quartzites verts*, des *calcaires gréseux* en plaquettes, des *schistes noirs* ;

10° des *conglomérats* qui forment une très épaisse série ;

11° un petit banc de *calcaire cristallin* ;

12° des *dolomies* triasiques.

Le pendage de toutes ces couches est dirigé vers le N.W. A l'Ouest du sommet cependant ces couches se redressent. Le Massif de la Pointe de l'Echelle est donc un synclinal largement comblé de Flysch. La grande épaisseur des conglomérats de la Roche à Thomas indique qu'il y a sûrement plusieurs replis sous ce sommet.

B. — **Flanc S.W. du massif de la Pointe de l'Echelle.** — Je vais examiner successivement le flanc S.W. et le flanc N.E. du massif de la Pointe de l'Echelle, en prolongeant les diverses couches examinées sur l'arête de la montagne. J'ai déjà suivi le *Trias*, dans la description du massif du Crêt du Rey. Il passe sous des éboulis, sous le lac du Gau, puis reparaît sous forme de dolomies et de cargneules que l'on peut suivre jusqu'au Bouillissoir. A la Plagne entre deux bancs de dolomies, affleurent des schistes. Enfin au Bouillissoir, du gypse complète la série.

Le *calcaire cristallin liasique* et les *calcschistes* qui le surmontent, n'apparaissent pas au Col de la Pointe de Colonne Noire, mais seulement au Sud du lac du Gau, et de là s'étendent jusqu'à la hauteur du Bouillissoir. Le calcaire cristallin, gris, contient ici aussi des silex.

Les *conglomérats* 3 et 4 avec leurs deux subdivisions forment une longue bande jusqu'au lac du Sécheron. Fait très intéressant, à l'Est du Bouillissoir les conglomérats reposent d'abord sur les calcschistes, puis un peu plus bas sur le calcaire cristallin à silex, et 50 mètres plus bas encore sur le Trias. Il n'y a

pas lieu d'envisager ici une discordance tectonique, mais bien plutôt un phénomène d'ordre stratigraphique.

Les éléments de ces conglomérats sont des dolomies grises ou jaunes, des quartzites et des schistes verts triasiqués, des roches cristallines. Le ciment est plus ou moins gréseux suivant que l'on se trouve à la base ou au sommet stratigraphique de ces brèches. L'albite de néoformation y est fréquente.

Le chemin qui mène de la Pesée au Bouillissoir permet d'observer sans peine les conglomérats et en particulier les relations qui existent entre les deux divisions introduites dans cette formation :

En allant du N.E. au S.W., on voit à partir du lac du Sécheron de grosses brèches polygéniques, des brèches non gréseuses puis des brèches à ciment calcaire et très peu gréseuses. Les éléments sont toujours très petits. Le ciment est abondant, gris, noirâtre en cassure fraîche, plus clair par exposition prolongée aux actions atmosphériques. Brusquement apparaissent les brèches très polygéniques, à ciment très gréseux. Si le contact entre les deux brèches est très net au premier abord soit à cause des différences de teinte, soit par suite de la nature du ciment et de la grandeur des éléments, la séparation de l'une et de l'autre en y regardant de près n'est pas aussi facile. En effet dans les brèches à ciment calcaire, peuvent s'intercaler des brèches très gréseuses du type précédent, et ces brèches passent de l'une à l'autre par augmentation ou diminution du nombre des éléments quartzeux et quartzifères. D'ailleurs dans les brèches calcaires, les roches cristallines, de même que des galets de calcaire cristallin liasique et de brèches du type de Villette, peuvent exister malgré la prédominance des éléments triasiques.

On voit donc qu'au Bouillissoir il y a relation entre les brèches calcaires et les brèches gréseuses. Ces dernières dérivent des premières par augmentation des éléments quartzeux et quartzifères. Ces brèches polygéniques passent également aux schistes noirs à quartzites verts par intercalations réciproques de bancs de brèches et de bancs de schistes noirs comme cela se voit au bord du chemin ; et nous savons que ces dernières couches sont en relation avec le Flysch. Il faut donc conclure que toute la série au-dessus des calcschistes, depuis les premiers conglomérats jusqu'au Flysch, ne constitue qu'un tout, ce qui concorde avec la discordance de ces couches sur le substratum.

Les quartzites verts et les schistes noirs 5 forment une longue bande jusqu'au sentier du Bouillissoir. Sur une grande partie de leur trajet, ils sont cachés par du glaciaire. Au Nord du Fruit, les quartzites seuls ressortent de la couverture de Quaternaire. Etant donnée la largeur de cette bande, on peut se demander s'il n'y a pas là des replis qui en ont augmenté l'épaisseur.

Les grès grossiers 6 de la coupe n'apparaissent à nouveau qu'au bord du chemin du Bouillissoir. Mais, ici, ils sont à l'état de conglomérats à grand nombre de roches cristallines, ce qui n'empêche point tous les éléments du Trias avec leurs schistes verts si caractéristiques d'y être représentés. Les roches cristallines des galets sont trop altérées et trop écrasées pour que l'on puisse en déterminer la composition et la structure primitives d'une façon très exacte.

J'ai examiné l'une de ces roches au microscope. Elle paraît très leucocrate, les micas blancs de grande taille sont souvent chloritisés, le quartz est abondant, granitique et granulitique. Les feldspaths altérés sont du microcline et de l'oligoclase.

Le Flysch 7 s'étend jusqu'à la Pesée, mais en se rétrécissant graduellement. Ce sont des calcaires, des calcaires gréseux, des grès et des schistes alternant entre eux. Les schistes existent en particulier à l'Ouest. Les calcaires prédominent au centre. Et les grès avoisinent les couches inférieures. Les calcaires sont bien lités ou en bancs assez épais. Ils sont bleuâtres, compacts, fins, ordinairement gréseux comme le montrent les nombreux petits grains de quartz mis en relief par les agents atmosphériques. Et ces grains de quartz se disposent le plus souvent suivant quelques plans de stratification. Ils peuvent devenir très abondants et prédominer et l'on passe ainsi aux calcaires gréseux et aux grès. Les microbrèches sont en général assez rares. Au microscope on voit que la calcite est largement cristallisée et souvent salie par des matières charbonneuses. Les schistes qui alternent avec toutes ces couches sont le plus souvent satinés.

En face de la Pesée, un anticlinal apparaît sous ce Flysch. Il fait affleurer les couches de base du Nummulitique et le Trias. Il est faillé, car à l'Ouest, les dolomies sont en contact direct avec le Flysch. Cet *anticlinal de la Pesée* montre donc que le synclinal de la Pointe de Combavent, au moins au Sud, n'est pas aussi simple que l'indiquait la coupe initiale.

Les grès grossiers 8, microbréchiformes ne se voient bien que sur l'arête de la Pointe de Combavent. Il est difficile de les suivre plus au Sud parce qu'ils sont écrasés. Les *quartzites et schistes noirs* 9 présentent les caractères ordinaires de la formation. Ils sont très largement développés au N.W. de la Roche à Thomas. Ils forment une longue bande qui s'étend le long du Flysch jusqu'à la Pesée. Mais auparavant, au Nord du lac de Guiot, une branche secondaire de ces roches prend naissance au sein des conglomérats, indiquant la présence d'un synclinal secondaire.

Les conglomérats 10 forment un immense massif qui, à l'Est, s'étend jusqu'aux chalets de Pra Plan et de la Rochasserie. C'est une alternance de brèches à ciment calcaire et de brèches polygéniques gréseuses avec des calcaires gréseux ou non, en gros bancs et souvent microbréchiformes. Les brèches calcaires sont comme toujours de teinte claire, s'opposant ainsi aux brèches polygéniques et gréseuses de teinte plus foncée, brune. Le ciment de ces conglomérats est comme toujours un calcaire cristallin contenant des grains de quartz en quantité variable. Les éléments sont en général bien arrondis, bien qu'il y en ait aussi d'anguleux. J'y ai ramassé des granites, des gneiss toujours écrasés et altérés, des roches du Trias (quartzites, dolomie, calcaire) et des calcaires liasiques.

Les alternances des différentes brèches, leur grande épaisseur montrent bien que le massif de la Roche à Thomas comporte plusieurs replis, comme je l'ai déjà indiqué antérieurement.

Au milieu de ces conglomérats au Sud du lac de Guiot, un anticlinal s'ouvre jusqu'au Trias. Cet *anticlinal du Bérard* se dirige vers le Nant de Tessens, en passant entre le Bérard et la Pesée. Au Nord, le Trias disparaît sous les conglo-

mérats nummulitiques. Il est formé de dolomie, bordée à l'Ouest par du calcaire cristallin puis par des calcschistes. A l'Est, il est en contact immédiat avec les conglomérats. Cette dissymétrie paraît plutôt tectonique que stratigraphique. Il est à remarquer ici deux affaissements successifs des terrains vers la vallée. Ils ont fragmenté cet anticlinal.

Enfin les conglomérats, au S.E. de la Rochasserie, forment un escarpement dessinant une voûte anticlinale très nette que l'on aperçoit fort bien de Charves ou de Plan Villard. *La masse énorme du gypse du Nant de Tessens* affleure, au Sud de toute cette large région de conglomérats. Il est certain que ce Trias est le substratum de ce Nummulitique, et qu'il apparaît là à la faveur d'anticlinaux. Il paraît bien être en continuité avec celui de l'anticlinal du Bérard, par les ravins du Praliathou. Le gypse peut être bien étudié au bord du chemin forestier qui passe sous la route de Tessens à la Pesée. Ce gypse, d'un blanc éclatant, là, ne cesse de se mouvoir et de s'ébouler sous l'influence d'un ravinement intense exercé par les eaux pluviales et que la végétation forestière ne peut enrayer. Dans le gypse de nombreux fragments de dolomies sont disposés quelquefois en bancs réguliers et parallèles, dans les interstices desquels pénètre du gypse. Ces dolomies se débitent d'autres fois en baguettes isolées, mais gardant un parallélisme rigoureux. Elles peuvent aussi se comporter de façon toute différente, se présenter en fragments anguleux disposés sans ordre. De tout cela on en retire l'impression que l'on a là des bancs de dolomie, interstratifiés dans le gypse ; ils ont été disloqués lorsque la plasticité du gypse a joué. Les dolomies examinées au microscope montrent de nombreuses traces circulaires que l'on trouve si fréquemment dans les galets de Trias du conglomérat nummulitique.

C. — **Raccords des plis du Massif de la Pointe de l'Echelle avec ceux du Massif de la Pointe du Col et de Charves.** — Des éboulis et du glaciaire remplissent le fond du vallon du Nant de Tessens, masquant ainsi le raccord des plis des massifs de la Pointe du Col et de la Pointe de l'Echelle.

La bande gypseuse du passage de Villette et du Bouillissoir est continue. D'autre part il est évident que les dolomies de la Roche Janentan (cote 2.150) traversent le vallon du Nant de Tessens, à la Pesée, et vont s'enfouir sous le Flysch de la Pointe de l'Echelle vers l'altitude de 2.150 mètres. Il en résulte que la partie occidentale du synclinal de la Pointe de l'Echelle correspond au synclinal multiple qui s'étend entre le passage de Villette et la Roche Janentan. Il est à remarquer que la bande triasique, aussi bien à la Roche Janentan que dans l'anticlinal de la Pesée, est limitée à l'Ouest par un accident tectonique qui va se perdre au Nord dans le Flysch de la Pointe de l'Echelle.

L'anticlinal de Bérard descend dans les gorges du Nant de Tessens et se raccorde à l'anticlinal de brèches situé à l'Est de la forêt des Charmettes. Et le gypse du ravin du Nant de Tessens dont l'épaisseur est très grande, anticlinal complexe, ne peut que correspondre au prolongement vers le Nord des deux anticlinaux de Plan Villard et de Villette.

D. — **Le bord occidental du flanc septentrional du Massif de la Pointe de l'Echelle.** — Le flanc septentrional du massif de la Pointe de l'Echelle est apparemment plus compliqué que le flanc méridional. Les plis y sont en effet encore plus nombreux.

Les conglomérats du flanc occidental. — Les conglomérats du flanc occidental du synclinal de la Pointe de l'Echelle disparaissent, au Nord, sous du glaciaire, sur une longueur de 400 mètres, descendent vers le vallon du Cormet d'Arêches, en passant par les lacs de Poupreza. Mais ils contournent également le sommet de la Pointe de l'Echelle et rejoignent, ainsi, les conglomérats du flanc oriental. Tout le Flysch du massif de la Pointe de l'Echelle est ainsi suspendu ; ce qui montre bien que ce massif est un synclinal qui, au Nord, laisse voir son substratum de conglomérats.

Une bonne coupe de ces conglomérats peut être examinée exactement au Nord de la Pointe de l'Echelle. Elle montre non seulement les relations entre les brèches à ciment gréseux et les brèches à ciment uniquement calcaire, mais également les rapports de ces conglomérats avec le Flysch.

Là j'ai relevé de bas en haut :

1° des *conglomérats de teinte claire*, gris bleu, à ciment peu gréseux à éléments surtout empruntés au Trias. Ils sont en bancs assez massifs ;

2° des *conglomérats de teinte brune*, à ciment très chargé de grains de quartz, à roches cristallines abondantes. Ils sont en couches mieux litées que les précédentes.

La distinction de ces deux brèches est très nette de loin. Aussi songe-t-on de suite à la superposition de brèches nummulitiques à de la brèche du Télégraphe. Mais en regardant de près on voit que les brèches à ciment calcaire sont de plus en plus gréseuses de la base au sommet, que les roches cristallines deviennent plus abondantes et qu'ainsi les caractères différentiels s'effacent. A ce qui de loin correspondrait à peu près à la limite des deux conglomérats, j'ai bien observé un ravinement au-dessus duquel les conglomérats deviennent brusquement plus gréseux. Mais quantités de ces ravinements se répètent dans toute la masse des brèches de sorte que celui-ci n'a aucune valeur pour séparer les deux brèches ;

3° *des schistes noirs avec des quartzites verts et des plaquettes de calcaires gréseux. Ces dernières renferment au sommet en grande quantité, des Chondrites* que j'ai déterminées comme *Chondrites (Phycopsis) Targionii* Ad. Brongn., *Ch. arbuscula* Fischer et Oosterl, *Ch. intricata* Ad. Br., *Ch. cf affinis* Sternb. ;

4° des *grès grossiers* et des calcaires gréseux en gros bancs massifs. Ils contiennent des microbrèches et des conglomérats formés presque uniquement de roches cristallines et passent insensiblement aux assises supérieures et inférieures ;

5° *le Flysch.*

Massifs de la Raissaz et du Roc Fallier. — Tout ce qui est à l'Ouest des conglomérats se complique. Ainsi les couches du col de la Pointe de Colonne Noire, après avoir disparu sous des éboulis et du glaciaire, reparaissent dans l'ordre suivant à la Raissaz :

1° *Flysch* du synclinal du Crêt du Rey ;
2° *dolomies* jaunes et calcaires triasiques ;
3° *calcaire cristallin liasique* ;
4° *calcschistes* ;
5° *calcaire cristallin liasique* ;
6° *glaciaire* cachant les couches situées plus à l'Est.

Cette coupe nous montre, d'abord, comme nous l'avons déjà vu, que le bord du synclinal de la Pointe de l'Echelle chevauche le synclinal du Crêt du Rey, ensuite que ce bord est ici dédoublé par un synclinal de calcschistes.

L'étude du petit massif comprenant, plus au Nord, la cote 2.310 et la cote 2.330, cette dernière appelée Roc Fallier, montre qu'il est formé de l'Ouest à l'Est :

1° de *Flysch* du synclinal du Crêt du Rey ;

2° de *cargneules* affleurant au N.W. de la cote 2.310 mètres ;

3° de *conglomérats* qui, au Roc Fallier, forment une charnière anticlinale bien visible des pentes opposées du vallon du Cormet, par exemple des chalets du Jerbois ;

4° de *quartzites verdâtres* et de *schistes noirs* argileux ;

5° de *grès grossiers à microbrèches* renfermant une intercalation de conglomérat polygénique, du type du lac de l'Arcachat ;

6° de *calcaires gréseux et de schistes* appartenant au Flysch ;

7° de *grès grossiers à microbrèches* ;

8° de *schistes noirs* ;

9° de *conglomérats* ;

10° de *calcschistes* Oolithique inférieur (?) ;

11° de *calcaire cristallin* liasique ;

12° de *dolomies* ;

13° de *calcaire cristallin* liasique ;

14° de *calcschistes* Oolitique inférieur (?) ;

15° de *glaciaire* recouvrant des conglomérats qui reparaissent plus à l'Est.

Fig. 10. — Coupe prise au Roc Fallier.

1 brèche à ciment de calcaire cristallin très abondant, **2** brèche à nombreux éléments, **3** brèche très polygénique à ciment très quartzifère, **4** schistes noirs, **5** grès grossiers, **6** Flysch.

Il y a donc là un anticlinal de conglomérats 3 chevauchant le Flysch 1 du Crêt du Rey, puis un synclinal de Flysch 6 et un anticlinal triasique 12.

Le synclinal de Flysch 6 est probablement le prolongement de celui des calcschistes de la Raissaz, qui se complèteront en effet au Nord par des terrains de plus en plus récents, mais cachés sous du Quaternaire. Quant à l'anticlinal triasique 12 il est peut-être un de ceux qui affectent les quartzites et les schistes noirs de la Pointe de Colonne Noire.

Les différentes assises du Roc Fallier (cote 2.330 m.) se complètent au Nord par des quartzites et des schistes noirs, puis par des grès grossiers de la base du Flysch. La liaison s'établit ainsi entre le Roc Fallier et le synclinal du Crêt du Rey.

Les autres terrains de cette dernière coupe se poursuivent normalement sans changement vers le Nord. Il est à noter, toutefois, qu'entre les conglomérats du Roc Fallier (cote 2.330) et le Flysch de la cote 2.310 un écrasement fait disparaître, au pied de l'escarpement, et les schistes noirs et les grès grossiers à microbrèches.

Les conglomérats du Roc Fallier. — J'ai examiné les *conglomérats du Roc*

Fallier. Comme dans les régions précédentes, il y a lieu de distinguer, à la base, des conglomérats peu gréseux, à ciment calcaire très abondant et à éléments peu divers et au sommet, des conglomérats plus gréseux et plus polygéniques. Il ne semble pas y avoir de discontinuité entre les deux brèches. Cependant sur le flanc occidental du Roc Fallier j'ai pu observer la coupe suivante (fig. 11) :

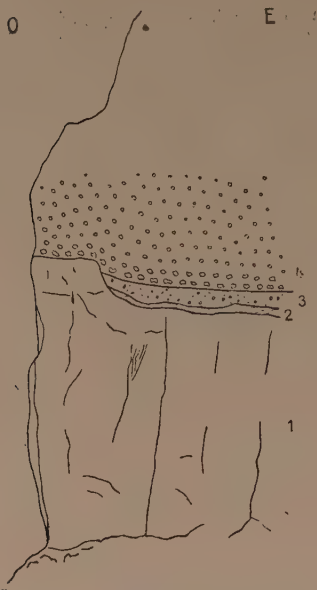


Fig. 11. — Croquis pris dans le flanc occidental du Roc Fallier et montrant les relations entre les conglomérats à ciment de calcaire cristallin et les conglomérats à ciment de calcaire gréseux.
1 conglomérat à ciment de calcaire cristallin très abondant, **2** lit schisteux, **3** calcaire fin gréseux, **4** conglomérat à ciment de calcaire gréseux.

1° à la base, *calcaires cristallins* presque semblables à ceux du Lias. Toutefois ils sont de teinte plus foncée et deviennent de plus en plus bréchoïdes vers le haut, passant ainsi à des brèches à ciment calcaire. La partie supérieure présente un ravinement remarquable.

2° Reposant sur ce ravinement, des *conglomérats à ciment gréseux* débutant par un lit schisteux puis par une faible couche de calcaire gréseux.

Il est très possible que ces couches inférieures soient liasiques, quoiqu'elles aient encore beaucoup de rapports avec les couches nummulitiques. Il ne faut pas toutefois donner à ce ravinement plus de valeur que celle à laquelle il a peut-être droit, car nous avons vu et nous verrons souvent encore de ces ravinements qui par leur répétition en hauteur dans une même succession, montrent qu'ils n'ont aucune valeur et qu'il ne faut pas s'y attacher outre mesure pour distinguer des assises d'âge différent.

E. — Le bord oriental et la partie centrale synclinale du flanc N. du massif de la Pointe de l'Echelle. — Je vais suivre maintenant vers le Nord la bande de conglomérats de la Roche à Thomas. Elle forme tous les escarpements N. et N.E. de ce sommet et de la Pointe de l'Echelle.

J'ai déjà signalé que la grande épaisseur des conglomérats dénotait la présence de plusieurs anticlinaux que nous avons vus apparaître plus au Sud. Ces anticlinaux sont à nouveau modelés ici dans les conglomérats qui, en effet, présentent trois bandes synclinales de schistes noirs à quartzites gris ou verts et à plaquettes de calcaires gréseux. La bande synclinale inférieure m'a fourni le premier exemplaire de Chondrites : *Ch.* (*Phycopsis*) *Targionii*, Ad. Brong.

Une partie des conglomérats se dirige vers le torrent du Cormet d'Arèches en

passant par le lac de Poupreza et se recouvre de Flysch au-dessus du torrent. La forme des affleurements montre qu'il y a là trois anticlinaux.

La partie orientale des conglomérats se dirige également vers le torrent du Cormet d'Arèches, plus précisément vers les chalets d'Avals, et se recouvre également de Flysch, mais bien avant d'atteindre les escarpements qui domihent le torrent.

Il est clair que ces recouvrements des conglomérats par le Flysch aux abords du vallon du Cormet d'Arèches, sont dus à un abaissement axial assez rapide. La bande de calcaire cristallin et le Trias qui limitent à l'Est les conglomérats de la Roche à Thomas, forment une étroite bande qui se dirige vers le Nord en passant à l'Ouest des Thiabords.

J'ai examiné de très nombreux échantillons de conglomérats du massif de la Pointe de l'Echelle dans l'espoir d'y trouver des fossiles et en particulier des Nummulites. Aucune de ces roches ne m'a fourni des traces organiques caractéristiques. Voici la description d'une roche qui permet d'avoir une idée de ce que sont ces conglomérats. C'est une *brèche à ciment de calcaire gréseux.*

Sur la cassure fraîche la roche est grise, rugueuse. Le ciment est calcaire, contenant de petits grains de quartz et des galets de dolomie jaune ou brune et de calcaire gris. Par altération les grains de quartz sont mis en saillie, les galets de dolomie au contraire se creusent. La roche est écrasée. Au microscope le ciment calcaire, translucide est bien cristallisé. On y voit des traces d'échinodermes. Il est parsemé de grains de quartz. Il y en a de toutes tailles. Les petits, poussiéreux abondent souvent. Les gros grains de quartz, très nombreux, sont à contours sinueux. Les galets de dolomie sont bien arrondis et finement cristallisés. D'autres, plus foncés, ont une structure indiscernable. Il y a en outre un galet de quartzite, une paillette de biotite et un peu de muscovite dans les zones écrasées.

Ces brèches à ciment calcaire et gréseux renferment généralement des roches cristallines en grand nombre.

Les brèches à ciment calcaire ne diffèrent des précédentes que par la moins grande abondance des grains de quartz ainsi que le montre le microscope, et par la rareté des roches cristallines.

Les seules traces organiques rencontrées sont des débris d'*échinodermes.*

Les galets très variables quant à leur répartition, quant à leur quantité et leur nature, sont des granites, des gneiss, des micaschistes toujours écrasés; les roches du Trias y prédominent toujours : quartzites, dolomies grises, jaunes ou brunes qui présentent souvent des traces circulaires. L'une d'elles a nettement figure de *diplopore.* Il y a également des calcaires noirs ou gris faiblement spathiques, des schistes verdâtres également du Trias. Les calcaires cristallins du type des Etroits du Ciex n'y sont pas rares.

Les *quartzites verts* ne m'ont jamais fourni non plus de Nummulites. On voit au microscope qu'ils sont formés de grains de quartz à contours sinueux et s'intriquant les uns dans les autres. La séricite peut s'y trouver quelquefois en nids. Les grains de tourmaline ne sont pas rares. La calcite fait généralement complètement défaut.

J'ai également examiné, au microscope, des plaquettes gréseuses à Chondri-

tes. Elles sont généralement d'un gris vert ou d'un gris brun, soyeuses, couvertes de très fines paillettes de mica blanc. Au microscope on voit qu'elles sont formées de très petits grains de quartz baignant dans de la calcite et qu'elles contiennent quelques grains de tourmaline et un peu de séricite disposée en lits.

F. — **Flanc méridional du vallon du Cormet d'Arèches entre le lac de Poupreza et le ruisseau du Gargot.** — Dans la description précédente j'ai laissé de côté le flanc méridional du vallon du Cormet d'Arèches entre le lac de Poupreza et le ruisseau du Gargot, parce qu'il présente quelques particularités tectoniques. En suivant la crête orientale de la Pointe de l'Echelle vers le lac des Vacherins, on trouve de l'Ouest à l'Est :

1° les *conglomérats* nummulitiques de la Pointe de l'Echelle ;

2° des *schistes noirs avec quartzites* et plaquettes de calcaires gréseux bruns ;

3° des *grès grossiers* calcarifères en gros bancs ;

4° du *Flysch* ;

5° des *conglomérats* très peu épais.

Toutes ces couches plongent vers l'Ouest de la même façon que celles du massif de la Pointe de Combavent ;

6° du *gypse et des dolomies* triasiques très développés.

Ils s'enfoncent à l'Est sous les conglomérats suivants :

7° des *conglomérats* qui constituent tout un massif à l'Ouest du ruisseau du Gargot.

Il y a donc là un synclinal de Flysch entre un anticlinal de conglomérats à l'Ouest et un anticlinal triasique à l'Est, bordé par un massif de conglomérats.

Le Trias 6, se raccorde, à l'Est, à celui de Pra Plan, Pra Spa et du Thiabord, sous le glaciaire du ruisseau du Gargot. Au Nord, il se termine dans la partie élevée du ravin qui descend du lac des Vacherins. Mais il apparaît à nouveau dans la forêt des Serres, à l'Est des chalets de l'Aval, au-dessus du chemin de Granier. Là affleurent des quartzites, des schistes et des dolomies triasiques qui sortent de sous les conglomérats nummulitiques 7. Ces conglomérats forment donc une large carapace recouvrant le Trias, ce qui ressortait déjà en partie de la sinuosité des contours du Trias entre le lac des Vacherins et le Thiabord.

Poursuivons vers le Nord les autres éléments de la coupe : les schistes noirs et quartzites 2, les grès grossiers 3, le Flysch 4. Ils descendent sans changement, vers le torrent du Cormet d'Arèches. A l'Est du Flysch, cependant apparaissent des schistes noirs avec quartzites verts qui complètent ainsi la série stratigraphique. Les conglomérats 5 descendent eux aussi vers le torrent du Cormet d'Arèches, mais là se compliquent singulièrement : Trois synclinaux apparaissent en effet et se comblent de Flysch. Les deux synclinaux occidentaux d'une part et le synclinal oriental d'autre part sont rabattus sur un anticlinal médian et le recouvrent en grande partie. C'est un anticlinal naissant qui fait sortir de sa couverture de Flysch et de grès grossiers et de schistes noirs, une voûte de conglomérats. Cette disposition particulière des affleurements s'expli-

que d'abord par un abaissement axial rapide de ces différents synclinaux qui, malgré la forte pente du terrain, font apparaître des terrains plus élevés. Et cet abaissement axial est d'ailleurs également sensible dans la coupole de conglomérats à l'Est du lac des Vacherins, grâce à la grande différence d'altitude des affleurements triasiques de la forêt des Serres et du Vallon du Gargot. Mais cette disposition des affleurements doit s'expliquer aussi par l'apparition de l'anticlinal médian (cf. Pl. IX, fig. 6).

Les conglomérats de ces dernières régions sont fort beaux, car en un grand nombre de points l'écrasement ne s'est pas fait sentir.

Voici la description d'une de ces roches :

C'est un *conglomérat* ramassé au N.W. du lac des Vacherins. La roche n'est pas écrasée. Le ciment est dolomitique. Par altération il devient jaune. Les éléments ont surtout une forme ovale. On y voit des dolomies noires en cassure fraîche et devenant gris brun ou restant noires sur les surfaces exposées aux agents atmosphériques ; d'autres dolomies plus claires s'altèrent en jaune, d'autres en gris clair. Il y a des schistes verts et des calcaires cristallins gris semblables à ceux de Villette et un galet de silex. En *plaque mince*, le ciment apparaît comme une fine mosaïque de dolomie. Un galet de dolomie très fine, également en mosaïque, montre de nombreuses traces organiques circulaires se touchant presque les unes les autres. Un galet de dolomie plus claire est plus finement cristallisé. A remarquer un galet de calcaire très largement cristallisé, blanc, présentant des traces de *polypiers*. C'est un de ces calcaires que l'on rencontre fréquemment à Villette.

J'ai examiné un grand nombre d'autres conglomérats. Voici ce que donne un recensement des galets : granites ; arkoses du Houiller ; quartzites du Trias inférieur ; puis calcaires noirs, gris, dolomies jaunes ou brunes ou grises, schistes verts ou gris verdâtre, toutes roches du Trias ; puis des calcaires cristallins du type des Etroits du Ciex, des brèches de Villette (l'un de ces galets de brèche de Villette s'est montré au microscope comme un calcaire largement cristallisé renfermant quelques grains de quartz, des débris d'échinodermes et des galets de dolomies à traces circulaires), des silex de ce calcaire liasique ; puis des calcaires tachetés de noirs et autres semblables à celui de l'Oolithique inférieur (?) du massif de l'Aiguille du Grand Fond.

On voit donc que l'origine des galets de ces conglomérats n'est pas lointaine puisque ceux-ci proviennent tous, sauf les roches cristallines, du substratum appartenant à la nappe de l'Embrunais tel qu'il est connu. Ceci serait un argument pour conclure qu'il y avait peut-être un massif cristallin émergé sur une des crêtes du géanticlinal qui bordait à l'Ouest la nappe de l'Embrunais. Ces *roches cristallines* malheureusement sont trop altérées pour qu'on puisse tirer parti de leur nature. Voici par exemple quelques examens de ces roches :

Un de ces galets montre à côté de nombreux grains de quartz granitiques, d'autres granulitiques. Les feldspaths sont toujours albitisés et séricitisés à tel point qu'ils sont méconnaissables, ne présentant même plus de traces des mâcles primitives. La muscovite reste en très grandes lamelles. La calcite pénètre partout. La pyrite est abondante. Le seul renseignement que l'on puisse tirer de cet examen, c'est que *la roche était un granite.*

Une autre roche montre au microscope le quartz en grains granitiques souvent isolés secondairement, de la muscovite en grandes lamelles, des feldspaths parmi lesquels on peut

reconnaître du microcline et de l'oligoclase plus ou moins altérés et albitisés. La calcite est abondante et se rencontre surtout par plages.

Les autres roches de la base du Nummulitique sont aussi très intéressantes à examiner au microscope parce qu'on y remarque la constance de minéraux clastiques de métamorphisme.

C'est ainsi que les *quartzites verts* qui sont formés de grains de quartz à contours légèrement sinueux et intriqués les uns dans les autres, montrent de la tourmaline, du sphène, du rutile, de la chlorite et un peu de séricite.

Ces minéraux sont plus rares, mais existent dans les grès *grossiers calcarifères*. Ceux-ci se présentent comme une roche compacte en gros bancs, bleue à l'intérieur, brune par altération. Le microscope montre de gros grains de quartz roulés ou aigus, à accroissement secondaire leur donnant des contours irréguliers. Ils baignent dans un peu de ciment formé de petits grains de quartz soudés par de la calcite.

5. Entre le torrent du Cormet d'Arèches et le col de Bresson : massif de la Portetta, de la Grande Parei et de la Pierre à Menta.

La région étudiée ici s'étend entre le torrent du Cormet d'Arèches au Sud et le Col du Bresson au Nord. Elle est limitée à l'Ouest par les deux torrents qui descendent de part et d'autre du col du Coin et à l'Est par les torrents de la Portetta et de la Cerdosse. Le massif, ainsi défini, comprend une longue crête s'étendant de la Pointe de la Portetta (2.599 m.) au col de Bresson (2.473 m.) et dont les sommets les plus caractéristiques sont la Grande Parei (2.736 m.) et la Pierre à Menta (2.711 m.). Ces montagnes sont des plus sauvages, très dentelées, mais en général d'accès facile, sauf la Pierre à Menta, grand monolithe de brèches, escaladé pour la première fois il y a seulement quelques années. Le flanc occidental de la chaîne est en général en pente assez douce. Il n'en est pas de même du flanc oriental assez raide et qui forme une grande paroi tout le long de cette chaîne.

A. — Massif entre le torrent du Cormet d'Arèches et la Portetta.

Coupe du Col de la Portetta au Jerbois d'en bas et au ravin du plan Bornet. — Il est très aisé de se rendre compte de la composition de la zone étudiée ici en suivant un petit sentier, mal tracé, qui mène du col de la Portetta au Jerbois d'en bas. On obtient alors la coupe suivante qui montre de l'Est à l'Ouest :

1° des *quartzites* du Trias, affleurant sur une largeur de 700 mètres au col de la Portetta. Ils ont les caractères ordinaires mais peuvent toutefois contenir de plus gros éléments parmi lesquels des fragments de quartz vert très abondants et de quartz rose plus rares. Ceci indique que l'on est tout près de la base du Trias. Le Houiller n'est certainement pas, là, à une très grande profondeur.

Des écrasements locaux fournissent quelques zones schisteuses.

2° *a*) un banc de *brèches* à ciment dolomitique ;

b) un banc de *calcschistes* ;

c) un banc des mêmes *brèches* ;

d) un banc des mêmes *calcschistes*.

Le tout mesure environ de trente à quarante mètres d'épaisseur. Les calcschistes ressemblent tout à fait à ceux que l'on trouve ordinairement entre les conglomérats nummulitiques et le calcaire cristallin. Nous verrons, par les recherches faites plus au Nord sous la Grande Parei et dans le massif du Grand Fond, que cette assimilation est fondée. Ces couches plongent à environ 45° vers l'Ouest ;

3° des *conglomérats* qui forment la crête de la Portetta. Ce sont à la base des *brèches de teinte claire, à ciment calcaire* largement cristallisé, bleuâtre et renfermant des traces d'échinodermes visibles au microscope. Les galets de la brèche sont très grands, mesurant souvent plus d'un mètre cube. Ce sont des granites, des quartzites du Trias inférieur, des calcaires du Trias moyen, des dolomies du Trias supérieur, des schistes verts et violets triasiques, du calcaire gris et blanc très largement spathique du type des Etroits du Ciex. Sur le versant occidental de la crête de la Portetta, les éléments sont en général plus petits. Mais leur taille varie non seulement latéralement dans une même couche mais suivant l'épaisseur de celle-ci. Au sommet ce sont *des brèches brunes polygéniques, à ciment calcaire, gréseux*. Les galets de la brèche sont les mêmes que précédemment. La seule différence consiste dans la plus grande abondance des roches cristallines et l'envahissement graduel du ciment par des grains de quartz clastiques. Je noterai en passant l'observation que j'ai faite, d'un bloc éboulé de ces conglomérats, présentant un galet de calcaire brun noirâtre, renfermant une grande bélemnite tronçonnée ;

4° des *schistes noirs* alternant avec quelques bancs de *quartzites*.

Ils forment un replat au pied de l'escarpement.

5° *des grès grossiers, des calcaires gréseux grossiers*, en gros bancs très massifs, mis en relief sous forme de grands murs verticaux. Ils sont très homogènes, toujours de teinte claire, d'un gris jaunâtre. Les cassures fraîches sont gris bleuâtre. La zone de décomposition est toujours très épaisse mesurant souvent plusieurs centimètres. D'après W. Kilian et Révil [84, 85] ces roches ressemblent à de la mollasse. A l'œil nu on voit qu'elles sont formées de gros grains de quartz accolés les uns aux autres, mais cimentés par de la calcite ainsi qu'en témoigne une effervescence plus ou moins légère aux acides. Le microscope montre de gros grains de quartz arrondis ou anguleux toujours à accroissements secondaires, et puis de petits grains de quartz très nombreux qui, avec la calcite plus ou moins disposée en îlots, forment le ciment de la roche. Il y a un peu de séricite dans les zones d'écrasement. Bien qu'il y ait quelques-unes de ces zones, il n'en reste pas moins que jamais ici il n'y a d'écrasement aussi intime que dans les autres roches du Nummulitique. C'est une particularité de ces grès, due à leur homogénéité.

L'abondance des débris clastiques de tourmaline est également à remarquer.

6° *du Flysch : des calcaires bien lités alternant avec des schistes*.

Les bancs d'épaisseur toujours très régulière, ce qui est caractéristique, contiennent parfois des lits de microbrèches. A l'Ouest du Gerbois les calcaires se chargent de quartz clastique, ainsi que les microbrèches et prennent une teinte brune. Enfin en direction du ravin du Plan Bornet, la schistosité envahit de plus en plus toutes ces couches, les transformant complètement. Si bien que dans ce ravin on n'observe plus que des couches noires ou bleuâtres non sans analogie avec le Lias du type dauphinois, confusion qui a été faite par M. Bertrand sur la carte au 80.000e. En réalité ce sont des couches complètement mylonitisées, rendues schisteuses par écrasement, transformées souvent en une véritable bouillie mais renfermant encore quelques fragments intacts de calcaires gréseux et de microbrèches du Flysch ;

7° une lentille de *dolomies et de cargneules*, à l'Est de Plan Bornet. Elle est accompagnée de quartzites très écrasés appartenant soit au Trias, soit au Flysch. Cette lentille triasique est pincée dans un plan de chevauchement nettement indiqué par la suppression de toutes les couches de base du Nummulitique que l'on devrait trouver entre le Flysch et les cargneules, et par l'écrasement si apparent du ravin du Plan Bornet. Les quartzites plongent vers l'Ouest, Il en est de même des conglomérats et ceux-ci avec un angle de 45°. En se dirigeant vers l'Ouest le pendage devient de plus en plus élevé, si bien que les grès grossiers sont verticaux et que le Flysch plonge vers l'Est. La coupe que nous venons d'analyser montre donc un anticlinal de quartzites triasiques, recouvert. à l'Ouest, par des assises plus récentes, en particulier par des conglomérats et bordé, également à l'Ouest, par un synclinal de Flysch dont il manque le flanc inverse, synclinal chevauchant la zone du Crêt du Rey. Cette simplicité remarquable de la structure contraste avec la complexité de la tectonique des régions plus méridionales.

Raccord des couches du massif de la Portetta avec celles du massif de la Pointe de l'Echelle. — Toutes les couches distinguées dans la coupe précédente se dirigent vers le Torrent du Cormet. Leur pendage se rapproche alors de la verticale. Les quartzites deviennent de moins en moins épais vers le Sud. Et il n'est pas douteux que l'affleurement de Trias de la Forêt de Serres, au Sud du Nant du Cormet, représente le prolongement de l'anticlinal du col de la Portetta qui a subi un violent abaissement axial vers le Sud. Il est probable que ces mêmes quartzites passent en tunnel sous les conglomérats de la Roche à Thomas ou Pointe de Combavent, et déterminent là cette extension si large des conglomérats nummulitiques qui se sont probablement plissés en dysharmonie avec les quartzites sous-jacents.

D'autre part il n'est pas douteux que l'accident tectonique de la Raissaz ne soit le même que celui du ravin du Plan Bornet. Il en résulte que le synclinal de Flysch du Gerbois est l'équivalent des plis de la Pointe de l'Echelle qui sont compris entre le Roc Fallier et le lac des Vacherins.

Le raccord se fait par un simple abaissement axial qui permet aux différentes unités tectoniques de se recouvrir de Flysch. Il est probable que les couches

curieusement plissées du ravin du lac des Vacherins se prolongent par les *grès grossiers* de la Portetta et que les conglomérats qui forment cette immense coupole à l'Est de ce même lac, sont en continuité directe avec ceux de la Portetta.

Prolongement des couches de la Portetta vers la Grande Parei. — Les couches de la coupe de la Portetta se prolongent sans difficulté vers le Nord. Je les suivrai jusqu'à la Grande Parei :

Les *quartzites du Trias* s'étendent jusqu'à la Lanche des Chamois où ils dessinent une voûte anticlinale très nette. Ils déterminent une vaste région déserte, très sauvage, le plus souvent couverte d'éboulis et de glaciaire très récent à moraines frontales très fraîches.

Les *calcschistes* forment une très longue bande que l'on voit à la base des conglomérats.

Quant aux *conglomérats*, ils sont en grandes dalles inclinées vers l'Ouest et limitées à l'Est par de grands abrupts d'où descendent des éboulis.

Les *schistes noirs et les quartzites verts* déterminent partout une longue dépression située entre deux parois rocheuses. La paroi occidentale est due aux grès grossiers de près de 300 mètres d'épaisseur. Ce grand développement provient de replis. En effet on peut voir, dans ces roches, vers l'altitude de 2.400 mètres, une belle charnière anticlinale. De plus, plusieurs affleurements de schistes à quartzites verts, pincés dans ces grès grossiers, jalonnent un pli synclinal.

Le *Flysch* ne présente rien de particulier vers le Nord. Il est bordé à l'Ouest comme je l'ai déjà indiqué par une lentille de cargneules et de dolomies près de Plan Bornet. Une autre lame de Trias le sépare de la zone du Crêt du Rey près du col du Coin.

B. — Massif entre la Grande Parei et le col de Bresson.

Coupe de la Grande Parei au col du Coin. — Je reprends l'étude du synclinal Parozan-Pointe de l'Echelle et de l'anticlinal de la Portetta par une coupe transversale, menée de la Grande Parei au col du Coin et qui montre de l'Est à l'Ouest (fig. 12) :

1° les *quartzites du Trias* formant de grandes étendues de roches. A l'Est les bancs sont presque verticaux. A l'Ouest sous la Grande Parei ils dessinent une voûte anticlinale très nette. Les quartzites ont les caractères ordinaires. Ils sont, soit fins, soit, au contraire, très grossiers surtout dans leur partie inférieure et peuvent alors se transformer en arkoses à petits galets de quartz rose ou vert.

La paroi de rochers, située au Sud du coude de l'Ormente, montredes schistes verts ou gris ou gris violet, en une longue bande. Ils ressemblent beaucoup au Permien. Ce sont des roches sériciteuses, très schisteuses, mais qui, par leur tranche, montrent un grand nombre de grains de quartz qui par leur disposition amygdalaire, par la torsion et l'étirement des éléments, indiquent nette-

ment un écrasement bien visible au microscope. Le minéral le plus abondant est le quartz en petits grains. Les amandes de la roche sont des quartzites tout à fait semblables à ceux du Trias. On trouve, plus rarement il est vrai, des feldspaths et de la calcite. La disposition lenticulaire est soulignée par de la séricite

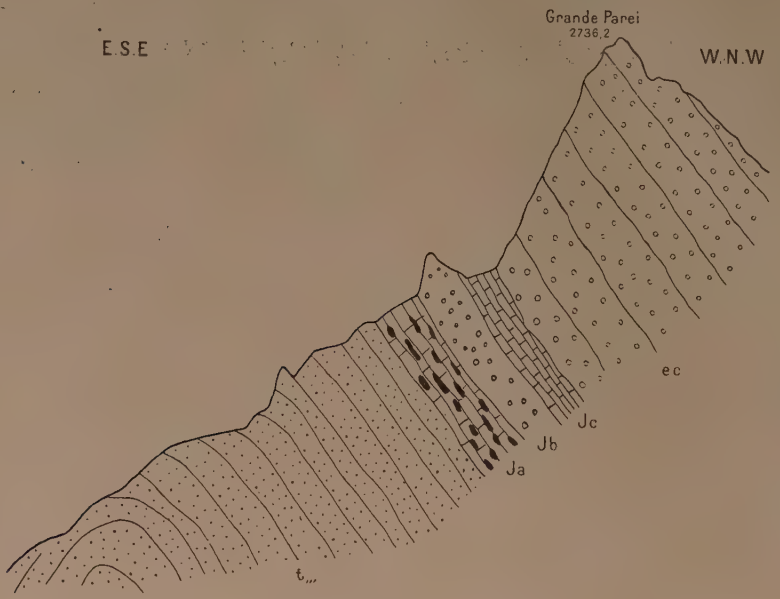


Fig. 12. — Coupe du flanc oriental de la Grande Parei.

t_{III} quartzites du Trias ; **J** Jurassique moyen (?) ; **Ja** calcaires noirâtres à énormes blocs de brèches ; **Jb** brèche compacte à petits éléments ; **Jc** calcaire noir, bien lité, contenant quelquefois des zones siliceuses ; **ec** conglomérats nummulitiques.

disposée en filasse autour des minéraux précédents. Cette roche peut être placée aussi bien parmi les quartzites du Trias que dans le Permien qui surgirait ici en anticlinal.

2° *a*) des *calcaires noirâtres* contenant d'énormes blocs de brèches ;

b) des *brèches compactes* à petits éléments ;

c) un *calcaire noir* bien lité, présentant quelquefois des zones siliceuses.

3° *les conglomérats nummulitiques*. Le contact avec les couches sous-jacentes est des *plus nets*. Il n'y a pas de passage. La séparation est brusque. Je montrerai que les couches 2, 3, 4 sont ante-nummulitiques par raison de continuité. Les éléments de leurs brèches sont les mêmes que ceux des conglomérats nummulitiques. En général ils baignent dans un ciment plus abondant et peuvent atteindre des tailles plus grandes.

Ici le conglomérat nummulitique renferme, à la base, les calcaires sous-jacents remaniés en grande abondance, outre les éléments calcaires du Trias qui y prédominent ; les quartzites y sont plus rares. Ces couches ont un pendage de 50°

environ vers l'W.N.W. Dans ces conglomérats on peut également observer les deux divisions reconnues précédemment : à la base des conglomérats à ciment calcaire, et présentant l'aspect de la brèche du Télégraphe, et au sommet des conglomérats plus polygéniques et à ciment calcaréogréseux et de teinte plus sombre. De loin la distinction paraît très nette et les roches brusquement très différentes. Aussi est-on amené à y chercher quelque chose d'identique au Niélard. De près, on voit bien qu'il y a passage brusque. Mais il y a continuité des brèches inférieures aux brèches supérieures.

Dans les pentes septentrionales de la Grande Parei au-dessus d'un petit lac morainique, les éboulis contiennent un grand nombre de roches cristallines. Ce sont des granites, des gneiss, des micaschistes.

Les *granites* examinés ressemblent tout à fait à la protogine par leur aspect extérieur. Mais au microscope on ne reconnaît plus rien de la structure primitive de la roche, à part quelques îlots de quartz restés assemblés. Tout le reste est écrasé, envahi par de la calcite tantôt en petites plages isolées, tantôt en amas. De la roche primitive on reconnaît le quartz, du microcline assez abondant, un peu d'oligoclase-albite. Mais la séricitisation et l'albitisation ont généralement envahi ces feldspaths. Du mica primitif il ne reste guère qu'un peu de muscovite parmi la chlorite et la séricite abondante. A noter quelques cristaux d'albite d'origine secondaire.

Ces granites sont trop altérés pour qu'on puisse faire des rapprochements, néanmoins je signalerai une certaine ressemblance avec la protogine.

Les *gneiss* examinés se présentent les uns comme des mésogneiss à oligoclase et à muscovite largement développée, les autres comme des gneiss beaucoup moins riches en muscovite passant à de la séricite et que l'on pourrait considérer comme des mésogneiss voisins des épigneiss.

Les *micaschistes* ne présentent rien de particulier.

Ce qui est frappant dans l'examen de ces galets, c'est de ne jamais y trouver de roches cristallophylliennes appartenant à la série supérieure ;

4° des *schistes noirs et des quartzites verts* ;

5° des *grès grossiers et des calcaires gréseux grossiers* en gros bancs massifs, formant un repli synclinal au-dessus du Flysch et dont la charnière elle-même renferme un noyau des schistes noirs précédents ;

6° le *Flysch* ;

7° un petit banc de *grès grossiers calcarifères* ;

8° les *dolomies* et les *cargneules* du col du Coin.

En se dirigeant de l'Est à l'Ouest, on voit d'abord les couches plonger vers W.N.W. puis se redresser et à partir des grès grossiers plonger vers l'E.S.E. C'est la répétition de ce qui a lieu dans le massif de la Portetta.

Prolongement des couches de la Grande Parei jusqu'au Col de Bresson. — Toutes ces couches se poursuivent sans changements jusqu'au col de Bresson. Il faut toutefois noter qu'au Nord de la Grande Parei, les conglomérats nummulitiques s'élargissent brusquement et qu'au Nord de la Pierre Menta ils s'entr'ouvrent et, grâce à une dépression, montrent les quartzites du Trias. Tout ceci est dû à ce qu'un anticlinal apparaît sous la Pierre Menta.

Lors de l'étude de la zone du Crêt du Rey j'ai déjà décrit le bord occidental du synclinal de Flysch. Le Flysch y est en contact anormal avec la zone du Crêt du Rey depuis le torrent du Cormet d'Arèches jusqu'au col du Coin ; plus au Nord j'ai montré que la jonction se rétablit normalement entre le synclinal de Flysch et la zone du Crêt du Rey. Le Flysch se complétant à l'Ouest déjà, par les grès grossiers au col du Coin, puis par les conglomérats nummulitiques dans le vallon du Coin.

6. Région comprise entre le col de Bresson et le vallon du Cormet de Roselend. Pl. III-IV ; Pl. IX, fig. 8 ; Pl. X, fig. 9 et 10.

Chaîne de la Pointe de Précette et de l'Aiguille du Grand Fond ; le Mont Gargan, la Pointe de la Rossa et la Combe de la Nova.

J'englobe, dans ce même chapitre, le haut vallon de l'Ormente et la Combe de la Nova ainsi que les sommets suivants qui les entourent en partie : le Sommet de Gargan (2.702 m.), la Pointe de la Rossa ou Aiguille de la Nova, la Pointe de Précette (2.759 m.), l'Aiguille du Grand Fond (2.917 m.) et la crête qui la prolonge vers le N.N.E. A l'Ouest, cette région est limitée approximativement par le vallon de Parozan et le vallon de l'Arpire ; au Nord par le Ruisseau du Gollet et la partie inférieure du torrent de la Combe de la Nova ; à l'Est par les pentes orientales de la Nova et le vallon du col de la Nova à la Balme ; et au Sud par le sentier du col de Bresson.

Le haut vallon de l'Ormente et la Combe de la Nova, en particulier, sont des lieux déserts et sauvages où l'élevage est à peu près inexistant. Aussi contrastent-ils étonnamment avec les riches pâturages de Roselend et des Chapieux. Toute cette région, très pittoresque, est peu connue des touristes et même des alpinistes. Au point de vue géologique, j'ai pu y faire des observations capitales.

A. — **Coupe du Mont Gargan, au col de Bresson et aux chalets de Presset.** — Une coupe menée du Mont Gargan aux chalets de Presset en passant par le col de Bresson montre de l'Est à l'Ouest :

1° des *quartzites* du Trias, qui, au Mont Gargan, forment des rochers déchiquetés ;

2° une petite bande de *dolomies* ;

3° des *quartzites* semblables aux précédents ;

4° une petite bande de *calcschistes*, à l'Est du col de Bresson ;

5° des *conglomérats* prolongeant ceux de la Pierre Menta. Ils laissent à découvert les quartzites du Trias, au col de Bresson ;

6° des *quartzites* du Trias ;

7° des *conglomérats* ;

8° des *schistes noirs* ;

9° des *grès grossiers*, en gros bancs massifs, affleurant vers l'altitude 2.240 mètres au Nord du sentier du col de Bresson ;

10° du *Flysch.*

Cette coupe représente tout à fait ce que nous avions vu précédemment au S. du col de Bresson, à part le nouveau petit synclinal de dolomie 2. Elle montre donc de l'Est à l'Ouest :

D'abord un anticlinal de quartzite, divisé en deux par un *synclinal de dolomie* 2 du Trias moyen et supérieur : l'un à l'Est, *l'anticlinal* du Mont Gargan, l'autre *l'anticlinal du col de la Nova.*

Ensuite un anticlinal de quartzites plus ou moins recouverts de conglomérats nummulitiques. J'ai montré précédemment qu'il apparaissait déjà sous la Pierre Menta. C'est *l'anticlinal de la Pointe de Précette et de l'Aiguille du Grand Fond.* L'apparition de cette nouvelle unité tectonique nécessite la présence, à l'Est, d'un synclinal que nous verrons se dessiner très nettement dans les calcschistes du col du Grand Fond. Je l'appellerai donc *le synclinal du col du Grand Fond.*

Enfin un synclinal de Flysch, prolongement de celui qui borde à l'Ouest la chaîne de la Portetta : c'est le *synclinal de Parozan.*

Je vais étudier plus ou moins séparément chacune de ces unités tectoniques, en commençant à l'Est.

B. — **L'anticlinal de la chaîne du Gargan et de la Pointe de la Rossa.** — J'examinerai d'abord la partie orientale comprenant le haut vallon de l'Ormente, la chaîne du Mont Gargan et de la Pointe de la Rossa et le fond de la Combe de la Nova, ensuite la chaîne de la Pointe de Précettes et de l'Aiguille du Grand Fond. Les quartzites très déchiquetés forment la masse du Mont Gargan. Au sommet, ils sont recouverts en discordance par des dolomies et des calcaires du Trias, ce qui est visible soit des pentes du Roignais, soit du col de Bresson. C'est une discordance purement tectonique, résultat d'un décollement dû à la différence de résistance des matériaux.

Plus au Sud, ces dolomies recouvrent complètement les quartzites, en une vaste calotte s'enfonçant, elle-même, sous une seconde calotte de conglomérats nummulitiques. C'est là la terminaison périclinale de l'anticlinal.

A l'Est et au Sud, les conglomérats dont il vient d'être question s'enfoncent sous des éboulis et sous du glaciaire et prennent part alors à la constitution du flanc du synclinal du Roignais.

A l'Ouest ils sont bordés par une bande triasique représentant le flanc occidental d'un petit synclinal.

Ces dolomies et ces conglomérats recouvrent donc la partie orientale de l'anticlinal de la Portetta.

Je signalerai en passant au Mont Gargan quelques particularités stratigraphiques. Au voisinage du contact des dolomies et des quartzites, tant sur le versant oriental que sur le versant occidental, affleurent des roches assez spéciales. Ce sont des roches gréseuses, bien litées et qui semblent être en liaison avec les quartzites dans lesquels elles sont pincées. Elles diffèrent sensiblement de celles du Houiller normal, quoiqu'elles aient beaucoup de points communs avec lui.

Je signalerai, ensuite, que dans les conglomérats du Mont Gargan, d'ailleurs tout à fait semblables aux autres conglomérats nummulitiques, j'ai trouvé un galet de microgranite (sens. lat.) ce qui est rare dans la région. Je n'en connais qu'un autre provenant du col de Bresson.

C'est une roche verdâtre, très altérée, dans laquelle baignent de petits quartz arrondis et de très grands orthoses à mâcles de Carlsbad encore visibles. La plaque mince ne nous renseigne pas davantage. La seule précision qu'elle apporte est que les quartz avec leurs golfes de corrosion sont tout à fait semblables à ceux des microgranites. On y reconnaît la place des anciens micas complètement chloritisés. La plaque montre également que la séricitisation est poussée à peu près au maximum.

Les quartzites du Mont Gargan se prolongent vers la Pointe de la Rossa. Ils sont percés par un anticlinal de Houiller formé de schistes noirs contenant beaucoup d'anthracite dont on retrouve de nombreux blocs dans les éboulis jusqu'au lac de la Brèche de Parozan. A l'Est, des dolomies et des calcaires triasiques recouvrent, au Nord, les quartzites, et, au Sud, le Houiller ; ce qui indique qu'il y a eu décollement entre le Trias moyen et le Trias inférieur ; c'est une répétition de ce qui se passe au Mont Gargan. Les conglomérats nummulitiques du synclinal du Roignais recouvrent à leur tour le Trias, reliant ainsi ce synclinal à l'anticlinal de la Portetta.

Suivons dans la Combe de la Nova ces couches du Mont Gargan et de la Pointe de la Rossa :

Les conglomérats nummulitiques de la Pointe de la Rossa rejoignent ceux du synclinal du Rognais. Je les décrirai donc plus tard.

Les dolomies disparaissent plusieurs fois sous les éboulis, et se terminent en biseau un peu au Sud du passage de la Nova par suite d'un ravinement anténummulitique. Quant aux quartzites, ils sont en majeure partie cachés sous les éboulis de la Combe de la Nova. Ils apparaissent toutefois à l'Ouest des Passages Sud et Nord de la Nova et au débouché du vallon oriental de la Combe de la Nova où ils sont bordés à l'Est par du Houiller (arkoses, schistes micacés, anthracite) et forment donc là un anticlinal mais dont il manque le flanc oriental. En effet le Houiller est, à l'Est, en contact immédiat avec du Flysch écrasé ; et ce Flysch écrasé est lui-même en contact anormal avec les couches liasiques du synclinal du Roignais. Au débouché de la Combe de la Nova, l'anticlinal de la Portetta est donc séparé du synclinal du Roignais par une dislocation importante.

C. — **Le synclinal de Trias moyen et supérieur.** — J'ai indiqué, à l'Ouest du sommet de Gargan, la présence d'un synclinal de dolomies triasiques. Plus au Nord ce synclinal est plus ou moins enfoui sous des éboulis jusqu'au passage oriental du col du Grand Fond où il se remarque sous forme de cargneules et de dolomies. Cette bande de Trias moyen et supérieur descend dans la Combe de la Nova et, jusqu'au débouché de ce vallon, détermine une longue crête qui la divise en deux vallons adjacents. Les dolomies mêlées de calcaires descendent jusqu'au lac de la Brèche de Parozan. Du Houiller, puis des alluvions en inter-

rompent l'affleurement sur un parcours de 600 mètres environ, au delà duquel apparaît du gypse percé de très nombreux entonnoirs de dissolution. Ce gypse bien lité, régulièrement rubanné, montre de très nombreux replis dus à l'hydratation de l'anhydrite primitive. Aux approches de la cote 2.277, le gypse est brusquement remplacé par des calcaires et des dolomies du Trias qui se poursuivent jusqu'au débouché de la Combe de la Nova. La bande triasique s'arrête là devant les chalets de la Fauge, en y dessinant une charnière synclinale très nette.

Le Trias est là très épais et comporte tout son développement. Il est formé de bas en haut :

1° de *quartzites* affleurant à l'Est et au Nord. La partie supérieure est très écrasée ;

2° de *schistes verts* ou gris, satinés, ne faisant pas effervescence aux acides et alternant avec de petits bancs dolomitiques de 2 à 5 centimètres d'épaisseur. La roche est visible sur 8 mètres environ ;

3° de *dolomies noires*, à grain excessivement fin, en bancs bien réglés, de 2 à 5 centimètres. L'épaisseur totale est de 15 mètres ;

4° de *dolomies* grises, un peu cristallines, à patine gris jaunâtre. Epaisseur 15 mètres ;

5° de *calcaires et de dolomies noirs, à patine grise*. Les roches sont bien litées, en bancs de 20 centimètres. Le total atteint 30 mètres. De bas en haut j'ai récolté les échantillons suivants qui donneront une idée de la composition de cette assise :

a) calcaire noir finement spathique, à patine grise ;
b) dolomie noire, à grain très fin, à patine gris jaune ;
c) dolomie gris clair, à grain fin, à patine grise ;
d) dolomie noire, à grain fin, à patine grise ;
f) calcaire cristallin gris, finement spathique, à patine grise ;
g) dolomie grise, à grain fin, à patine gris jaune sale ;

6° de *dolomies grises ou jaunes*, à patine grise ou jaune en très gros bancs. A la partie supérieure il y a des *calcaires finement cristallins, gris clair ou blancs, très épais*. La série est très puissante et forme la majeure partie du Trias ;

7° des *cargneules* qui terminent la série.

Dans la nappe de l'Embrunais peu d'affleurements de calcaires et de dolomies triasiques sont aussi importants. Celui-ci permet de se rendre compte de la nature et de la diversité des calcaires et des dolomies triasiques, et facilite ainsi la détermination des galets des conglomérats nummulitiques. En effet de nombreuses roches du Trias sont tout à fait semblables à celles du Lias — et les confusions sont faciles — tels sont les calcaires cristallins blancs ou gris qui ne diffèrent de ceux des Etroits du Ciex que par une cristallinité moindre. A l'Est ce synclinal de Trias moyen et supérieur est bordé par le prolongement des quartzites de la Pointe de la Rossa. Mais entre ces quartzites et les calcaires, dans le fond de la Combe de la Nova, il y a des schistes ressemblant beaucoup à ceux

du Houiller. Leur situation inclinerait toutefois à penser qu'ils appartiennent encore au Trias.

D. — **L'anticlinal du col du Grand Fond.** — A l'Ouest le synclinal de la Combe de la Nova est bordé par l'anticlinal de quartzites du col du Grand Fond. Dans le vallon de l'Ormente, l'anticlinal est, en plus grande partie, caché, par des éboulis. Au col du Grand Fond, les quartzites sont en grandes dalles très inclinées vers l'Ouest, mais qui se redressent progressivement vers la Pointe de la Rossa.

A l'Est du col du Grand Fond, ces mêmes quartzites forment une large croupe qui s'effile au N.E. et passe en tunnel sous des couches plus récentes. Plus loin ils apparaissent à nouveau au fond de la Combe de la Nova. En ce point deux anticlinaux secondaires prennent naissance. L'un à l'Ouest redresse des couches triasiques contre les brèches secondaires sur le versant oriental du prolongement de la crête de l'Aiguille du Grand Fond ; il est formé de calcaires et de dolomies laissant apparaître une charnière de quartzites [1]. L'autre anticlinal à l'Est s'ouvre jusqu'au Houiller.

Suivant le trajet du ruisseau de la Combe de la Nova, dès l'altitude de 2.200 mètres et plus bas, des écrasements violents se manifestent et transforment les quartzites en mylonites schisteuses grises ou vertes. Une fracture prend donc naissance là, se dirigeant vers les Chapieux-Derrière, séparant le synclinal de Trias moyen des unités tectoniques de la chaîne du Grand Fond.

E. — **Le synclinal du col du Grand Fond, l'anticlinal Pointe de Précettes-Aiguille du Grand Fond et le synclinal de Flysch de Parozan.** — J'ai indiqué précédemment que les quartzites de la base du Trias apparaissaient à l'Ouest du col de Bresson sous les conglomérats nummulitiques. Ils y forment, en effet, une demi-fenêtre ouverte à ce col. Un peu au S.W. de la Pointe de Précette, ils disparaissent à nouveau sous des couches supérieures. Cette fenêtre paraît correspondre au premier abord à une voûte anticlinale, qui en réalité se trouve plus à l'Est, sous la crête de la Pointe de Précette. La fenêtre ne fait donc apparaître que le flanc occidental de l'anticlinal. C'est ce qu'indiquent le pendage et les altitudes relatives des différentes couches.

Pointe de Précette (fig. 16). — Une coupe faite à l'Ouest de la crête méridionale de la Pointe de Précette montre (fig. 13) :

[1] Cet anticlinal montre les relations qui existent entre le Trias inférieur et le Trias moyen. On peut en effet observer la coupe suivante :
1° quartzites grossiers, mais ne renfermant pas de galets de quartz rose ;
2° schistes noirs et dolomies écrasées. Environ 5 mètres ;
3° 4 bancs de dolomies jaunes, bien litées 4 mètres ;
5° dolomies et calcaires formant une paroi abrupte et massive ;
6° un peu de cargneules tectoniques.
On retrouve ces mêmes schistes noirs, entre les quartzites et les calcaires et dolomies triasiques, dans le synclinal de la Combe de la Nova, au Nord de la côte 2.277 mètres. Et nous les reverrons plus tard dans le massif de la Pointe de Mya.

1° des *quartzites* en bancs presque verticaux qui au Nord du col de Bresson s'inclinent fortement vers l'axe de l'anticlinal ;

2° des *calcschistes avec brèches*. Ce sont des roches écrasées, des calcaires noirs moyennement spathiques se débitant en crayons. On y trouve aussi des plaquettes et quelques rares bancs de calcaires gréseux.

Ces couches renferment quelques blocs énormes de roches, déterminant ainsi un conglomérat à éléments géants, énormes lentilles de 1 à 2 mètres de longueur et formées de quartzites, de calcaire noir de dolomies grises et jaunes du Trias, de calcaires noirs scoriacés du Rhétien ou du Lias inférieur.

Le tout est très écrasé.

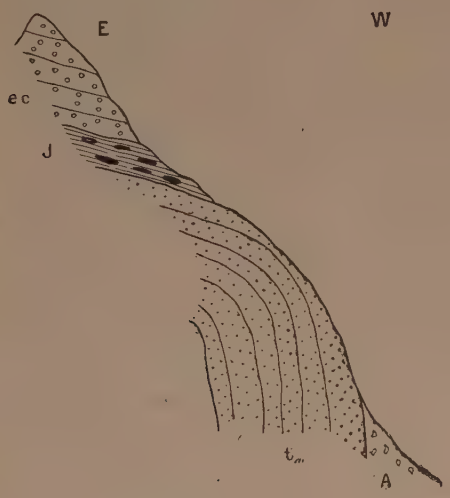


Fig. 13. — Coupe prise entre la Pointe de Précette et le col de Bresson.

t_m, quartzites du Trias ; **J**, calcschistes probablement du Jurassique moyen, avec énormes blocs de conglomérats ; **ec**, conglomérats nummulitiques ; **A**, éboulis.

Le contact est très brutal avec des conglomérats nummulitiques situés au-dessus. Ces deux conglomérats ne sont d'ailleurs pas semblables. Alors que dans ces derniers nummulitiques, les éléments sont de taille relativement faible, très abondants, à ciment peu développé, les calcschistes eux ne contiennent que des blocs de roches en général de très grande taille, et dispersés, composant ainsi un conglomérat où le ciment prédomine de beaucoup.

3° les *conglomérats nummulitiques* formant l'arête de la Pointe de Précettes. Ils n'ont rien de particulier. Je signalerai cependant la trouvaille d'un galet de microgranite écrasé. La roche de teinte grise est altérée sans grands feldspaths visibles à l'œil nu. Les quartz sont assez gros et montrent nettement au microscope des golfes de corrosion.

Je vais suivre les affleurements de ces calcschistes à grosses brèches. Ils forment un petit replat sur les premières pentes à l'Ouest de la crête. Leur pendage très faible est dirigé vers l'Ouest. Au Nord, au S.W. de la Pointe de Précettes, ils contournent l'affleurement de quartzites, plongent alors brusquement vers l'Ouest avec un angle de 70° environ et disparaissent sous des éboulis. Je ne les ai pas retrouvés plus bas entre les quartzites et les conglomérats nummulitiques. Ils ont probablement été complètement écrasés entre ces deux assises plus résistantes.

Vers le Sud, au-dessus du col de Bresson, les calcschistes contournent l'arête de la Pointe de Précettes et descendent brusquement vers le vallon de l'Ormente en même temps que le pendage se fait vers l'Est. Il y a donc bien un anticlinal sous l'arête de la Pointe de Précettes. Ces mêmes calcschistes forment une longue bande plus ou moins couverte d'éboulis jusqu'au col du Grand Fond, où ils s'enfoncent, à l'Est, sous les quartzites du Trias ; ce qui nécessite donc la présence d'un synclinal de ces calcschistes entre l'anticlinal de la Pointe de Précettes et les quartzites du col du Grand Fond. Ces mêmes calcschistes se poursuivent sur le flanc N.E. puis sur le flanc N.W. de la Pointe de Précettes, en passant par la brèche de Parozan où il est facile d'étudier le contact avec les conglomérats nummulitiques. Ceux-ci ne passent nullement aux calcschistes sur lesquels ils reposent en discordance. Mais il y a certainement ici aussi un décollement.

Suivons maintenant les conglomérats nummulitiques. Ils constituent toute l'arête de la Pointe de Précettes et le flanc oriental de l'anticlinal où ils se présentent en rochers très déchiquetés. Ils forment également le flanc occidental de l'anticlinal, c'est-à-dire l'arête occidentale de la Pointe de Précettes. Ils contournent les quartzites du chemin du col de Bresson fermant ainsi, à l'Ouest, la demi-fenêtre dont il a été question plus haut.

Aux conglomérats nummulitiques succèdent à l'Ouest, une petite bande de schistes noirs, un banc de grès grossiers, puis le Flysch qui s'étend d'une part jusqu'au chalet de Precette et d'autre part jusqu'au chemin du chalet de Parozan. A l'Est de la Pointe de Précette, le pendage des conglomérats est dirigé vers l'Est. A l'Ouest il se fait à l'Ouest, d'abord très faible puis de plus en plus élevé. Plus à l'Ouest, l'assise des schistes noirs et celle des grès grossiers sont à peu près verticaux. Le pendage se renverse dans le Flysch qui fait suite, se faisant à nouveau vers l'Est, et de plus en plus faible à mesure que l'on se rapproche du sentier de Parozan, n'atteignant ainsi plus que 50° près de la cote 2370.

En résumé le massif de la Pointe de Précettes est un anticlinal de conglomérats nummulitiques dont le flanc occidental est déchiré jusqu'aux quartzites au Nord du chemin du Col de Bresson. Cet anticlinal est séparé des quartzites du col du Grand Fond par un synclinal de calcschistes et borde à l'Ouest le grand synclinal de Flysch de Parozan.

Le massif de l'Aiguille du Grand Fond (figures 17 à 19). — A l'Est de la brèche de Parozan, une dépression couverte de glaciaire conduit à un petit lac.

De là jusqu'au Sommet du Grand Fond, puis le long de son arête occidentale, j'ai observé une coupe suivante orientée Est-Ouest :

1° des *quartzites* du Trias plongeant faiblement vers l'E.S.E ;

2° des *calcaires noirs*, jaunissant ou brunissant par places et alternant avec des schistes noirs. Il y a également des calcaires scoriacés noirs. On peut attribuer ces couches au Rhétien ;

3° des *conglomérats* bleu clair, dont les éléments peuvent mesurer jusqu'à 20 centimètres de longueur, mais oscillent généralement autour de 10 centimètres. Il y a des galets de quartzites, de schistes, et surtout des calcaires et

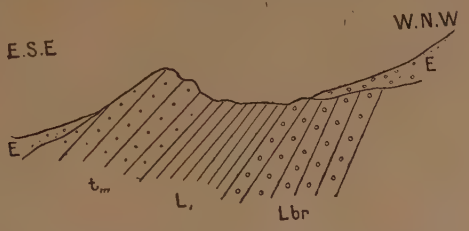


Fig. 14. — Coupe prise à l'Est de la Brèche de Parozan.

t_m, quartzites du Trias ; **L**, Rhétien ; calcaires noirs scoriacés et schistes noirs ; **Lbr**, brèche liasique ; **E**, éboulis.

des dolomies triasiques, ainsi que quelques calcaires rhétiens et liasiques. Ce conglomérat est tout à fait semblable à certaines brèches nummulitiques. Mais dans le ciment de celui-ci j'ai trouvé quelques bélemnites. D'autre part sa situation et stratigraphique et tectonique indique clairement que ces roches ne sont pas nummulitiques. *On ne peut pas déterminer l'âge d'un conglomérat ou d'une brèche d'après son seul aspect.* Toutes ces couches plongent également vers l'E.S.E. ;

4° *des conglomérats de teinte sombre*, à pendage également dirigé à 45° vers l'E.S.E, composés de quartzites, de dolomies, de brèches dolomitiques, de calcaires, etc , du Trias, de calcaire cristallin blanc bien spathique contenant lui-même de petits fragments anguleux de dolomie triasique (c'est donc un calcaire liasique). Je n'ai vu aucune roche cristalline.

Dans les éboulis j'ai ramassé un bloc de calcaire noir, rugueux, renfermant un *Pecten Hehlii* d'Orb. Au microscope la roche montre une calcite largement mais mal cristallisée, remplie de traces charbonneuses qui tendent à s'isoler. Des calcaires semblables se trouvent, en Tarentaise, à la base du calcaire cristallin ;

5° des *calcaires noirâtres* écrasés se débitant en crayons ou en assez grosses plaquettes. Les cassures fraîches montrent le calcaire spathique, d'un noir franc. Les surfaces tendent à prendre une patine brune par altération. Il y a également quelques intercalations de gros éléments de roches ou de calcaires gréseux. Ces couches ont un pendage de 40° vers l'E.S.E. Elles montent jusqu'à la Brèche de Parozan et rejoignent là, celles dont il a été question dans la description du massif de Précette ;

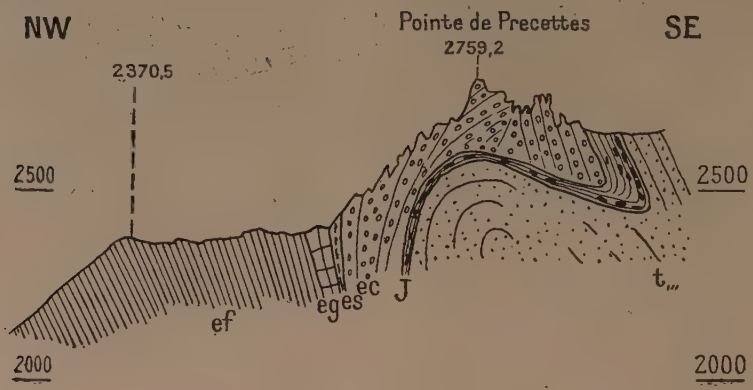


Fig. 16.

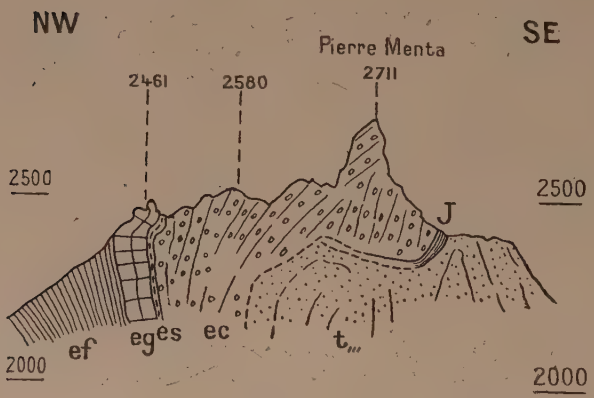


Fig. 15.

Fig. 15-19. — Coupes successives du Nord au Sud, à travers la chaîne Pierre Menta-Pointe de Precettes-Aiguille du Grand Fond. Echelle 20.000e.

h Houiller; **Trias** t_1, quartzites, t_2^3 calcaires, dolomies, gypse et cargneules ; **Lias** l, conglomérats à petits éléments ; **Jurassique moyen** (?); **IJ** conglomérats à très gros éléments, probablement en partie liasiques, en partie du Jurassique moyen ; **J**, calcschistes probablement du Jurassique moyen ; **Nummulitique**, **ec** conglomérats, **es** schistes noirs à quartzites verts, **eg** grès grossiers de la base du Flysch, **ef** Flysch.

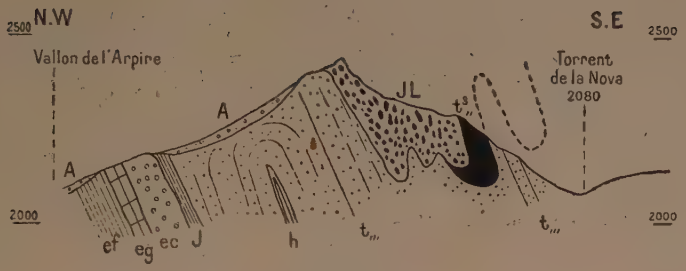


Fig. 19.

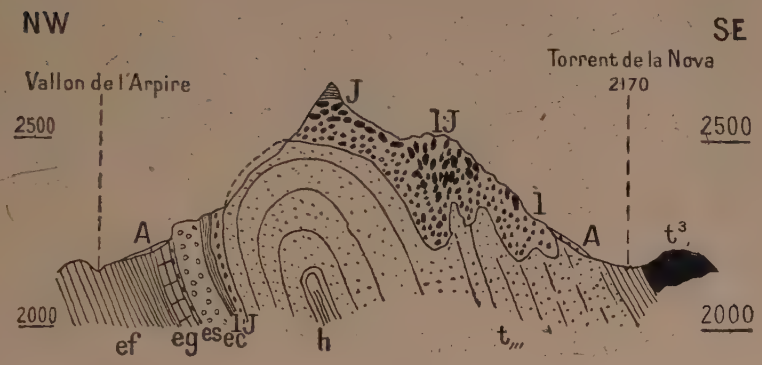


Fig. 18.

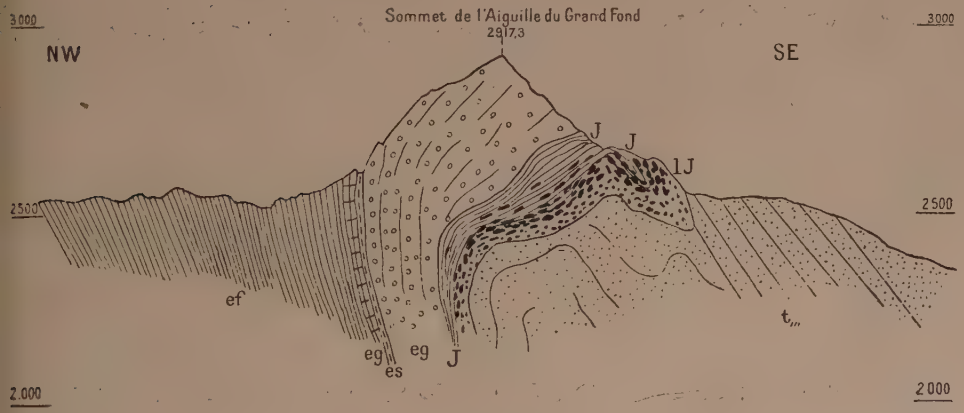


Fig. 17.

6° des *conglomérats nummulitiques* de l'Aiguille du Grand Fond, reposent par un contact brutal sur les calcaires précédents, en discordance due en partie à un décollement d'ordre tectonique. Ils n'ont rien de particulier. Ils sont très polygéniques à leur partie supérieure et renferment de nombreuses roches cristallines et toutes les roches sédimentaires depuis le Houiller jusqu'au Lias.

A l'Occident les conglomérats plongent vers l'Ouest puis peu à peu se redressent et deviennent finalement presque verticaux.

7° 15 mètres de *schistes noirs luisants*, avec plaquettes de calcaires gréseux. Ils sont verticaux ;

8° 20 mètres de *grès grossiers* gris, en gros bancs massifs, semblables à ceux du flanc occidental de l'anticlinal de la Portetta, avec lesquels ils sont d'ailleurs en continuité. Ici, leur réduction est considérable et certainement d'ordre tectonique ;

9° du *Flysch* qui forme toute l'arête séparant le vallon de Parozan de celui de l'Arpire. Il est constitué par de petits lits de calcaires gréseux bruns de 5 à 20 centimètres d'épaisseur, alternant avec des schistes noirs.

Les schistes noirs sont verticaux, les grès grossiers commencent déjà à plonger vers l'E.S.E. comme le Flysch. Le pendage de ce dernier, d'abord très élevé devient de plus en plus faible vers l'Est.

La coupe que je viens de relever permet de faire quelques observations stratigraphiques et tectoniques des plus intéressantes. Voici ce qui concerne la stratigraphie :

Les couches du Jurassique moyen (?) *du Grand Fond.* — Entre les quartzites et les conglomérats nummulitiques, s'intercale toute une série stratigraphique, très épaisse, inconnue sous cette forme dans les autres parties de la nappe de l'Embrunais. Que sont ces terrains ? Avant de chercher à résoudre la question, j'examinerai les deux coupes suivantes qui complèteront les données du problème. A l'Est du Sommet du Grand Fond, au point où se terminent vers le Nord les quartzites du Trias, j'ai observé de l'Est à l'Ouest :

1° des *quartzites* ;

2° un *calcaire cristallin*, couvert de rascles et qui n'est pas sans analogies avec le calcaire cristallin des Etroits du Ciex. Il est bien cristallisé, parfois aussi largement, parfois plus finement que les calcaires liasiques. Il est blanc ou légèrement gris. Je l'ai vu passer au sommet aux brèches suivantes, brusquement *mais sans discontinuité* ;

3° *des brèches de teinte claire*, en bancs massifs. J'y ai trouvé une bélemnite d'aspect liasique ;

4° des *conglomérats à éléments* de taille plus grande leur succèdent. Les couches sont en général assez massives. Le ciment est calcaire. Les éléments sont des galets de roches les plus diverses, depuis le Houiller jusqu'au Lias. L'un d'eux, un calcaire cristallin liasique, mesure 15 m³ Je n'y ai pas observé de roches cristallines ;

5° des *calcschistes* à blocs énormes de roches étrangères. On peut mieux les examiner dans la coupe suivante.

Cette coupe faite au S.W. de la cote 2692 de la crête de l'Aiguille du Grand Fond, montre du N.E. au S.W. :

1° des *quartzites* du Trias ;

2° des *conglomérats d'un gris clair, bleuté*, contenant en majorité de galets de dolomies jaunes et de calcaires triasiques, avec des schistes du Trias. Ces conglomérats ressemblent à la brèche du Niélard, à celle du Col de la Seigne et aux couches de base de nombreux conglomérats nummulitiques de la région. La petitesse de leurs éléments caractérise ces brèches ;

3° *des brèches à éléments toujours de très grande taille*, souvent gigantesques. J'ai mesuré un bloc de calcaire cristallin liasique *qui n'a pas moins de 35 mètres de longueur sur 15 mètres de largeur*. Les éléments de quelques centimètres y sont assez rares. Cette grandeur des éléments paraît être caractéristique de cette formation. Ceux-ci sont des galets de Houiller, des quartzites, dolomies jaunes, calcaires noirs et schistes du Trias, des calcaires noirs scoriacés du Rhétien, des calcaires spathiques noirs à *Gryphea arcuata* Lamk, des calcaires cristallins blancs ou gris, microbréchoïdes à peu près sûrement liasiques, des calcaires cristallins à silex sûrement liasiques. Je n'ai trouvé ni *roches éruptives* ni *roches cristallophylliennes*. Le ciment est un calcaire gréseux grossier, brun. Ces couches passent progressivement aux suivantes :

4° des *calcaires noirs* en plaquettes et des calcschistes contenant surtout à la base d'énormes blocs de roches d'origines très différentes. Les calcaires sont noirs, à patine brunissante, faiblement spathiques et généralement en petits lits de quelques centimètres d'épaisseur et se débitant presque toujours en crayons sous l'action de phénomènes d'ordre tectonique.

Les blocs de roches que renferment ces calcaires sont presque toujours de taille énorme. Je citerai un bloc de Houiller, *de 20 mètres de longueur* et observé sur l'arête, au Nord de l'Aiguille du Grand Fond. Ces galets sont noyés dans les calcaires et les calcschistes. Ils sont en blocs isolés, assez éloignés les uns des autres ; ce qui donne un aspect curieux à la formation, et ce qui pose le problème de l'origine de ces blocs et de leur mode de transport. Ces éléments sont de nature très variable. Ils sont empruntés à toutes les roches, depuis le Houiller jusqu'au calcaire cristallin liasique.

Dans les éboulis provenant de cette formation, j'ai trouvé des galets de calcaire cristallin très noir, compact, brunissant par altération. Ils sont très légèrement microbréchoïdes et m'ont fourni plusieurs exemplaires de *Gryphea arcuata* Lk. et de sa variété *obliqua* Goldf. un *Pectinidé* et des *Polypiers*. Ces calcaires sont tout à fait semblables à ceux qui m'ont fourni *Pecten Hehlii* d'Orb.

Les conclusions que l'on peut tirer de ces coupes sont nombreuses : d'abord l'existence de Rhétien et de calcaire cristallin, liasique ; ensuite l'existence, au-dessus du calcaire cristallin, de brèches à petits éléments ; enfin, la présence, sous les conglomérats nummulitiques, d'une épaisse formation reposant sur la série précédente et comprenant à la base des conglomérats à gros éléments et au sommet des calcschistes.

Les brèches à petits éléments de la base sont en relation avec le calcaire cristallin sous-jacent. D'autre part elles renferment des bélemnites d'aspect liasique. On peut donc les ranger dans le Lias. Comme dans la première coupe, le calcaire cristallin n'existe pas entre les brèches et le Rhétien. On peut donc penser qu'elles sont également un équivalent latéral du calcaire cristallin. Mais cette observation n'est pas probante car ce calcaire cristallin a pu être démantelé par les agents dynamiques qui ont donné naissance à ces brèches.

Les conglomérats à gros éléments et les calcschistes qu'ils supportent sont certainement postérieurs au Sinémurien dont ils renferment des galets et même au calcaire cristallin que l'on considère généralement comme du Lias supérieur. D'autre part ils sont inférieurs aux conglomérats nummulitiques dont ils sont séparés par un contact très brutal, peut-être, il est vrai, en partie, tectonique. Elles seraient donc anténummulitiques. *Comme il semble qu'il y ait liaison entre les couches liasiques et cette formation et qu'elles sont très puissantes on peut se demander si ce n'est pas là du Dogger. Faute de preuves du contraire, je les considérerai comme tel jusqu'à la trouvaille de documents nouveaux, plus précis. Quoi qu'il en soit, la découverte de ces couches est un argument nouveau pour attribuer, ainsi que je l'ai fait, au Nummulitique, la série des conglomérats, des schistes noirs à quartzites verts à plaquettes gréseuses à chondrites, des grès grossiers et du Flysch.*

Les conclusions relatives à ces couches du Grand Fond peuvent s'étendre aux calcschistes compris entre les quartzites et les conglomérats nummulitiques de la Pointe de Précette à la Portetta, et dont ils ne sont que le prolongement méridional. Elles s'étendent également aux autres calcschistes compris entre le calcaire cristallin liasique et les conglomérats nummulitiques des autres parties de la nappe de l'Embrunais où ceux-ci occupent la même situation stratigraphique.

Une remarque stratigraphique s'impose encore, c'est l'absence du Trias moyen et du Trias supérieur, impliquant la notion d'une érosion s'étant exercée entre le Trias et le Lias.

Prolongement vers le Nord des différentes assises du massif du Grand Fond (fig. 17-19). — Reprenons la coupe initiale : A l'Ouest, le Flysch représente le prolongement du synclinal de Parozan. Les conglomérats nummulitiques de l'Aiguille du Grand Fond par leur disposition montrent admirablement qu'ils recouvrent un anticlinal dont le flanc oriental est déchiré. Cet anticlinal est le prolongement vers le Nord de celui de la Pointe de Précette. Le fait que les conglomérats 3 et les calcaires noirs 1 s'enfoncent à l'Est sous les quartzites, implique la présence d'un synclinal limitant l'anticlinal de quartzites du col du Grand Fond. Ce synclinal n'est d'ailleurs que le prolongement de celui du col du Grand Fond. Je vais essayer de prolonger vers le Nord chacune de ces unités tectoniques en commençant par celles qui sont à l'Est.

J'ai déjà montré que *l'anticlinal de quartzites, à l'Est de l'Aiguille du Grand*

Fond, s'enfonce sous les conglomérats secondaires où l'on peut d'ailleurs observer une charnière anticlinale (fig. 17).

Le *synclinal du col du Grand Fond* modèle les conglomérats secondaires à l'Est de la brèche de Parozan. Au Sud de la côte 2692 (fig 18) des calcschistes remplissent localement le synclinal qui se poursuit au Nord par la puissante masse de conglomérats du flanc oriental de la crête 2692-2495 (fig. 19). Le synclinal file en l'air un peu au Nord de cette côte 2495. Là les conglomérats secondaires reposent à l'Ouest sur les quartzites et à l'Est sous les calcaires du Trias, ce qui illustre fort bien l'érosion post-triasique.

L'anticlinal du Grand Fond est échancré à l'Est jusqu'aux couches secondaires. Au Nord du sommet, cesse la couverture de conglomérats. Et les couches secondaires du flanc occidental se découvrent successivement. Elles-mêmes, un peu plus au Nord, laissent apparaître les quartzites triasiques du flanc occidental, puis la charnière elle-même de quartzites (fig. 18-20). Et un peu plus loin, à l'Est des chalets de l'Arpire, l'anticlinal s'ouvre encore, montrant une nouvelle couche, plus profonde, le Houiller.

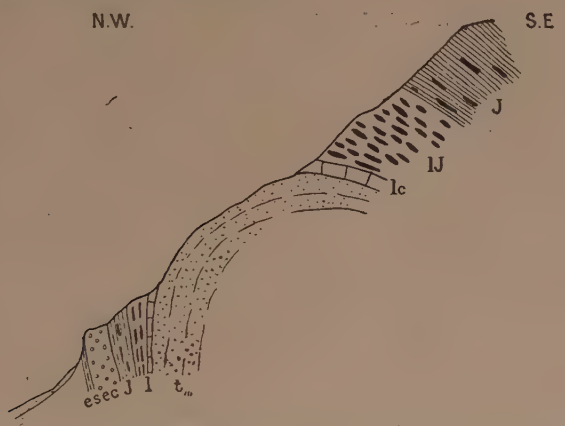


Fig. 20. — Coupe du flanc occidental de la chaîne du Grand Fond au SE. des Chalets de l'Arpire.

t_{III} quartzites du Trias ; lc calcaire cristallin bréchoïde ; lJ brèches à grands éléments dont probablement la base est encore liasique et le sommet du Jurassique moyen, J calcschistes à énormes blocs de brèches du Jurassique moyen (?).

Le *synclinal de Flysch de Parozan* largement couvert de Glaciaire se suit jusqu'aux chalets des Chapieux Derrière. A l'Est, il est bordé par les assises de base du Nummulitique et les calcschistes et les conglomérats secondaires. Les couches de base du Nummulitique, c'est-à-dire les grès grossiers, les schistes noirs avec quartzites verts, les conglomérats, forment une longue bande jusqu'aux Chapieux Derrière, et sont de plus en plus étroites vers le Nord, phénomène en relation, ainsi que la formation de nouvelles imbrications plus à l'Ouest, avec un écrasement de plus en plus intense. Cette réduction de l'épaisseur des couches s'opère de la même façon dans les calcschistes et les conglomé-

rats secondaires. Les conglomérats eux-mêmes disparaissent. Quant au bord occidental du synclinal de Parozan, je l'ai déjà examiné dans l'étude de la zone du synclinal du Crêt du Rey.

7. Région comprise entre le vallon du Cormet de Roselend et le Col de la Seigne.

La région décrite ici est limitée approximativement par le vallon du Cormet de Roselend au Sud, et par la crête frontière du col de la Seigne au Nord. Elle comprend les prairies de la Tournette à l'Ouest des Chapieux, le massif rocheux de la Pointe de Mya (2.515 mètres) et les abords du chemin des Chapieux au col de la Seigne. Seul, le massif de la Pointe de Mya accuse un relief marqué.

Nous verrons les différentes unités précédemment décrites s'amincir vers le Nord, tendre à se disjoindre, s'isoler et ne plus former que de minces écailles au col de la Seigne.

A. — Le Vallon du Cormet de Roselend et le Massif de la Tournette.

Coupe transversale du Massif de la Tournette. — Je comprends sous le nom de massif de la Tournette la région limitée par les deux sentiers muletiers qui mènent des Chapieux, l'un au Cormet de Roselend, l'autre au col du Bonhomme. Je vais étudier ce massif transversalement en allant de l'Est à l'Ouest.

Voici ce que l'on trouve :

1° Le *Lias et les conglomérats nummulitiques* du synclinal du Roignais. Ils forment le pied des pentes de la montagne de la Clavettaz ;

a) 2° des *calcschistes, des schistes noirs* renfermant un peu de calcaires gréseux. C'est au Flysch écrasé qu'on peut les rapporter le plus facilement ;

b) 3° une mince bande de *schistes noirs micacés du Houiller* ;

4° des *quartzites du Trias.*

Toutes ces roches sont visibles sur la rive gauche du Torrent des Glaciers, à l'Est des Chapieux. Le même Houiller et les mêmes quartzites du Trias, mais très écrasés, affleurent au débouché du ravin de la Tournette, aux Chapieux mêmes (fig. 22).

c) 5° des *calcaires gréseux et des schistes du Flysch*, immédiatement à l'Ouest des Chapieux ;

6° des *grès grossiers* un peu calcarifères et qui prennent tout à fait l'aspect des quartzites du Trias par altération ;

d) 7° une mince bande de *conglomérats* très écrasés ;

8° des *grès grossiers* ;

e) 9° du *Flysch* assez écrasé, mais encore très reconnaissable.

Les couches suivantes forment un anticlinal dans le Ruisseau de la Raja, un peu au-dessus des chalets du même nom. Ce sont :

10° des *grès grossiers* un peu calcarifères ;

f). 11° une *brèche très écrasée*, le plus souvent formée d'éléments dolomitiques et présentant ainsi un aspect triasique. On peut cependant attribuer sans aucun doute ces couches au Nummulitique ;

12° les mêmes *grès grossiers* que précédemment ;

g) 13° le *Flysch* de la zone du Crêt du Rey.

La coupe en question nous montre donc de l'Est à l'Ouest :

a) un coussinet de Flysch ;

b) une lame de Houiller et de Trias, limitée de chaque côté par un accident tectonique ;

c) une zone de Flysch ;

d) un anticlinal ouvert jusqu'aux conglomérats près des chalets de la Raja ;

e) un synclinal de Flysch ;

f) un anticlinal très mince séparant toutes ces unités tectoniques du Flysch *g*, de la zone du Crêt du Rey.

La coupe montre encore l'étroitesse de tous ces plis due à un étirement considérable, visible déjà dans la structure même des roches.

Prolongement des plis vers le Sud et raccord avec ceux du massif de l'Aiguille du Grand Fond et de la Combe de la Nova. — Le Houiller 3 passe sous les alluvions des Chapieux puis se développe très largement, au Sud du Chemin des Chapieux au Cormet de Roselend et forme le soubassement du synclinal de Trias moyen et supérieur de la Combe de la Nova. Ce même Houiller constitue également, plus au Sud, le centre des anticlinaux qui bordent, de chaque côté, ce synclinal (fig. 21 et 22).

Au Nord et au Sud du chemin du Cormet de Roselend, ce même Houiller est limité à l'Est par une même bande de Flysch écrasé sur laquelle chevauche le synclinal du Roignais.

On peut donc conclure que les quartzites et le Houiller qui aux Chapieux forment une mince lame écrasée, sont le prolongement à la fois du synclinal de Trias moyen de la Combe de la Nova et des deux anticlinaux houillers qui bordent ce synclinal.

Aux Chapieux, le Trias 4 et le Houiller 3 reposent directement sur le Flysch 5, donc par un contact anormal que l'on peut d'ailleurs suivre, au delà des Chapieux, jusqu'aux Chalets de la Fauge. En effet le Houiller repose là directement contre le Flysch. Entre ces deux terrains sont intercalées quelques lentilles éparses, très écrasées, soit de cargneules, soit de conglomérats, témoins laminés des couches qui établissaient primitivement les liaisons tectoniques. Il n'est pas douteux que cet accident ne soit le même que celui du vallon occidental de la Combe de la Nova. Tout ceci vient préciser et confirmer les conclusions précédentes. L'anticlinal de conglomérats des chalets de la Raja se ferme au Sud : les grès grossiers 6 et 8 se rejoignent, et eux-mêmes disparaissent sous

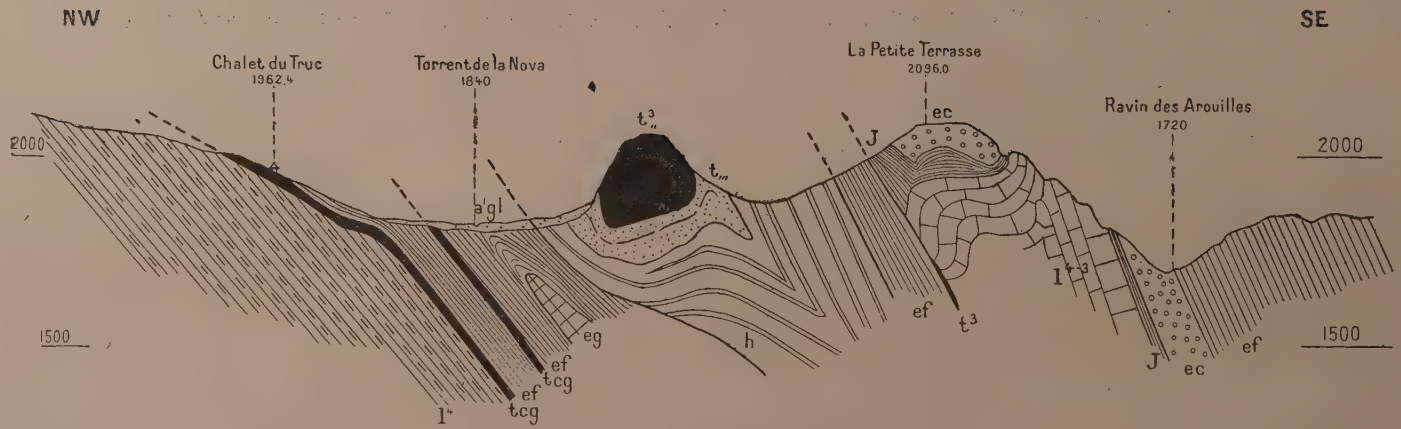


Fig. 21. — Coupe prise au débouché de la Combe de la Nova, échelle 20.000

Zone dauphinoise : l^4, schistes noirs à miches du Lias supérieur. — Nappe de l'Embrunais : **Houiller, h** grès, psammites et schistes micacés : **Trias** t_{III} quartzites, t^3_{II} calcaires, dolomies et cargneules, t^3 dolomies du Trias supérieur, **tcg** cargneules ; **Lias, L**$^{4-3}$ calcaire cristallin ; **Jurassique moyen** (?), **J** calcschistes contenant parfois des brèches ; **Nummulitique, ec** conglomérats, **eg** grès grossiers de la base du Flysch, **ef,** le Flysch.

Les traits discontinus indiquent les plans de chevauchement.

le Flysch, un peu à l'Est des chalets de la Fauge, à la fois par un abaissement axial et un écrasement plus intense. Toutes ces couches plongent très faiblement vers l'Est ; ce qui explique leurs contours extrêmement sinueux.

Suivons maintenant le bord occidental de la zone étudiée. L'anticlinal limite *f*, situé au Nord des chalets de la Raja, s'étire plus à l'Ouest. Seuls restent les grès grossiers. Ils sont accompagnés de conglomérats de part et d'autre du ravin de la Grande Tournette. En se rapprochant du vallon du Cormet de Roselend, l'étirement s'accentue : une lame de cargneules prend place. A l'anticlinal étiré, s'est ainsi substitué, vers le Sud, une dislocation très nette.

Le Glaciaire des Chapieux Derrière ne permet pas de suivre les raccords. Néanmoins il est facile de se rendre compte que le synclinal occidental de Flysch *e*) ne peut correspondre qu'à celui de Parozan et que l'anticlinal de conglomérats *d*) qui lui fait suite à l'Est est l'homologue de celui de l'Aiguille du Grand Fond.

Quant à l'anticlinal *f*), il est bien le prolongement de celui qui sépare la zone du Crêt du Rey, du synclinal de Parozan.

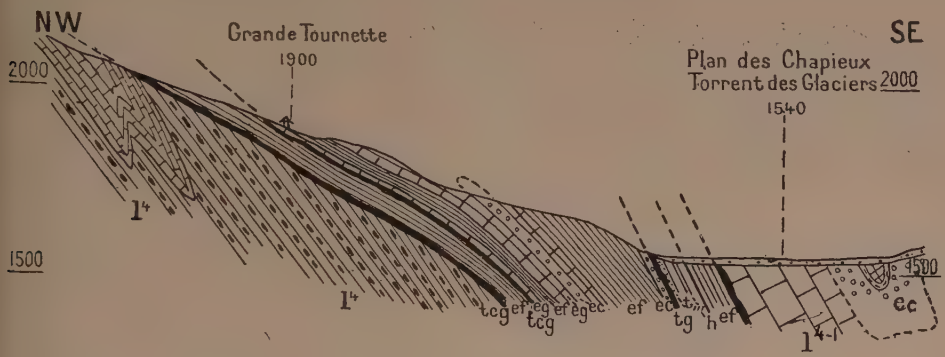


Fig. 22. — Coupe du bord de la Nappe de l'Embrunais, passant par le massif de la Tournette. Echelle 20.000e.

Zone dauphinaise : I^4 schistes à miches du Trias supérieur avec un synclinal du Jurassique moyen. Nappe de l'Embrunais : **Houiller, h,** calcaire cristallin ; **Trias, t_m** quartzites, **tg** gypse, **tcg** cargneules ; **Lias L^{4-1}** calcaire cristallin ; **Nummulitique, ec** conglomérats, **eg** grès grossiers de la base du Flysch, **ef** Flysch.

B. — Le Massif de la Pointe de Mya

Pl. X, fig. 11.

J'étudierai le massif de la Pointe de Mya en prolongeant, vers le Nord, les diverses assises de la coupe du massif de la Tournette (p. 176).

Le coussinet de *Flysch* 1 forme une longue bande continue, sur la rive gauche du Torrent des Glaciers. A la limite de la feuille Bourg-Saint-Maurice, il est accompagné à sa base d'un niveau de conglomérats.

On peut penser qu'au sommet de ce Flysch et à la base des conglomérats du bord occidental du synclinal du Roignais, existe une ligne de contact anormal. Elle serait le prolongement de celle qui sépare le synclinal du Roignais de l'anticlinal complexe de la Portetta, au débouché de la Combe de la Nova.

Le *Houiller* 2 se cache bientôt sous des éboulis et réapparaît sur la rive gauche du Torrent des Glaciers, un peu en aval de la Ville des Glaciers.

Les *quartzites* 3 de la rive gauche du Torrent des Glaciers, ne forment en réalité qu'un affleurement soustrait au recouvrement d'alluvions des Chapieux, d'une masse plus importante, visible dans les affleurements de la rive droite aux abords des Chapieux en une bande de quartzites comprise entre deux assises de calcaires et de dolomies sortant de ce Quaternaire. Ce Trias s'élève brusquement vers le Nord et forme le massif de la Pointe de Mya. Les quartzites y prennent un développement très grand. L'ensemble de leur affleurement a, à peu près, la forme d'un immense triangle. Etant donnés le pendage, la topographie et les observations précédentes, on peut conclure que le massif de la Pointe de Mya est une immense écaille, très large en hauteur, très étroite en profondeur. Les quartzites peuvent être facilement étudiés au bord du chemin des Chapieux à la Ville des Glaciers. Ils sont généralement à grain fin, mais fréquemment aussi plus grossier et renferment alors de petits galets de quartz verts et roses.

Les deux bandes de calcaires triasiques des Chapieux, montent vers la Pointe de Mya et ne forment bientôt plus qu'un large synclinal renfermant, en son centre, une bande de cargneules. Au Nord ce synclinal cesse brusquement. La disposition des affleurements montre très nettement qu'il y a là un relèvement axial très prononcé.

Nulle part au milieu de ces couches, je n'ai vu de Lias comme l'indique la carte au 80.000e. On y trouve, il est vrai, des calcaires cristallins blancs. Mais ceux-ci m'ont paru intimement liés aux dolomies triasiques. Je n'ai pu les en séparer. J'ai d'ailleurs signalé précédemment que des calcaires semblables à ceux du Lias existent dans le Trias (Combe de la Nova). La position centrale des cargneules vient appuyer cette manière de voir.

J'ai observé qu'au voisinage des dolomies, la partie supérieure des quartzites devient noirâtre et qu'alors apparaissent des schistes noirs. Ce sont les couches de passage du Trias inférieur au Trias moyen.

Un autre synclinal de calcaire et de dolomies triasiques modèle les quartzites du massif de la Pointe de Mya, en haut des ravins des baraquements militaires des Séloges, entre l'altitude de 2.080 et de 2.250 mètres. On y retrouve les mêmes dolomies jaunes et les mêmes calcaires cristallins qu'il est impossible, ici aussi, d'isoler les uns des autres. La disposition des affleurements révèle un abaissement axial vers le Nord.

La présence de ces divers synclinaux montre que la puissance de la masse des quartzites au massif de la Pointe de Mya est due à des replis nombreux. Une dernière bande de dolomies et de calcaires triasiques marque la limite occidentale du massif de la Pointe de Mya. Ces couches du Trias moyen sont visi-

bles au pied des rochers qui dominent, à l'Est, le vallonnement du chalet du Mont Blanc. Elles sont, malheureusement en très grande partie, cachées par des éboulis. Au Nord elles passent à l'Est du lac de Mya, prennent un grand développement, puis descendent plus bas jusqu'à la Ville des Glaciers se réduisant alors en une étroite bande.

Près de la cote 2512,0 (plan directeur au 20.000e, feuille des Chapieux), au pied de la crête septentrionale du massif de la Pointe de Mya, j'ai observé encore les couches de passage du Trias moyen, aux quartzites. J'ai ainsi relevé de haut en bas la coupe suivante :

1° quartzites normaux du Trias ;
2° quartzites en très petits lits, alternant avec des schistes noirs ;
3° dolomies jaunes, alternant avec des schistes noirs ;
4° *a*) dolomie jaune et calcaires noirs alternant entre eux ;
b) dolomie grise ;
c) dolomie jaune ;
5° éboulis.

Les couches 2 et 3 ont, ensemble, environ 10 mètres d'épaisseur.

La bande de *Flysch* 5 qui affleure immédiatement à l'Ouest des Chapieux, peut être facilement étudiée dans le ravin du torrent de la Raja. Elle est là, à l'Est, en contact anormal avec les calcaires triasiques du massif de la Pointe de Mya. Au Nord, ce Flysch est caché par des éboulis et ne reparaît que bien au-dessus du chalet du Mont Blanc, à l'altitude de 2.360 mètres. Il franchit la crête, Pointe des Fours-Massif de la Pointe de Mya, descend vers le lac et se termine sous des éboulis. Un peu au Sud du petit lac, une lame de cargneules et de Flysch s'intercale entre le Massif de la Pointe de Mya et la bande de Flysch 5 des Chapieux. Elle souligne le contact anormal limitant à l'Ouest le Massif de la Pointe de Mya, prolongement de la dislocation qui borde à l'Ouest le synclinal de Trias moyen de la Combe de la Nova.

L'anticlinal d des chalets de la Raja, formé de conglomérats nummulitiques, bordés de chaque côté par des grès grossiers, contourne également, en une bande très étroite, le massif de la Pointe de Mya. Sous les chalets du Mont Blanc vers l'altitude de 1.920 mètres, il s'ouvre jusqu'à des schistes et des calcschistes très écrasés qui par leur peu de résistance ont déterminé un couloir entre deux parois rocheuses. Ces schistes semblent bien être l'équivalent du Dogger de l'anticlinal de l'Aiguille du Grand Fond, dont l'anticlinal *d* est lui-même le prolongement tectonique. Tout cet ensemble se poursuit vers la crête, Pointe des Fours-Massif de la Pointe de Mya. Vers l'altitude de 2.300 mètres, de nouvelles couches apparaissent au centre de l'anticlinal ; ce sont des dolomies et des calcaires triasiques qui se développent largement sur la crête ; en même temps se produisent des laminages. C'est ainsi que dans le flanc normal, près de la crête, manquent, il est vrai sur un court espace, les calcschistes jurassiques et, un peu plus au Sud, les conglomérats eux-mêmes. Dans le flanc inverse, les grès grossiers ont été aussi laminés. Toutes ces couches descendent vers le vallon des Tufs, disparaissent à environ 2.400 mètres d'altitude sous des éboulis, au

delà desquels ne reparaît plus qu'une bande de cargneules. L'anticlinal fait donc place à une fracture.

Le synclinal occidental e de Flysch et l'anticlinal f. — Le synclinal *e* est le prolongement du synclinal de Parozan. Il est formé de Flysch qui, au Nord du torrent de la Raja, constitue une étroite bande de moins de 200 mètres de largeur, tout le long du bord occidental de l'anticlinal précédent. Le Flysch n'a rien de particulier.

Quant à l'anticlinal *f*, il se transforme vers le Nord.

Dans le torrent de la Raja j'ai montré qu'il comprenait du Nord au Sud :

1° des *calcaires gréseux bruns et schistes noirs du Flysch* ;

2° des *grès grossiers* un peu calcarifères ;

3° des *brèches* très écrasées à éléments dolomitiques. Elles pourraient être facilement confondues avec du Trias ;

4° des *grès grossiers* un peu calcarifères ;

5° des *calcaires gréseux alternant avec des schistes noirs* du Flysch.

C'est donc un anticlinal tout à fait normal, mais très étiré comme le montre le peu d'épaisseur des couches de base du Nummulitique.

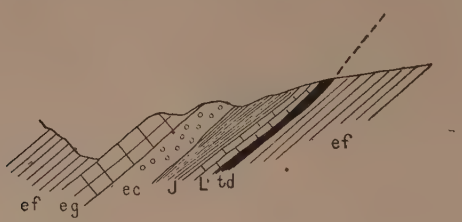


Fig. 23. — Coupe d'un petit ravin sous Plan Vararay (ou Vararo) vers l'altitude de 1.960 mètres, non loin du chemin des Chapieux au col du Bonhomme (L'Est est à gauche, l'Ouest à droite de la figure).

td, dolomies triasiques ; **L**, calcaire cristallin liasique ; **J**, calcschistes du Jurassique moyen (?) ; **ec**, conglomérats nummulitiques ; **eg**, grès grossiers de la base du Flysch ; **ef**, le Flysch.

Un petit ravin, situé sous les chalets de Plan Vararo fait voir le prolongement de l'anticlinal, mis en évidence par la coupe suivante, relevée de l'Est à l'Ouest, fig. 23 :

1° *calcaires gréseux et schistes du Flysch* ;

2° *grès grossiers* ;

3° *brèches écrasées*, surtout à éléments dolomitiques et calcaires du Trias. Il y a aussi cependant des quartzites ;

4° *schistes noirs* ;

5° *marbre écrasé probablement liasique* ;

6° *dolomie* jaune ;

7° *Flysch*, de la zone du Crêt du Rey.

L'anticlinal s'est donc ouvert jusqu'au Trias ; son flanc inverse a disparu. La liaison entre le synclinal de Parozan et la zone du Crêt du Rey est de nouveau

interrompue. Plus haut le flanc normal de l'anticlinal lui-même est supprimé, il n'en reste en effet plus que quelques lentilles de cargneules échelonnées le long de la fracture.

C. — Entre le Massif de la Pointe de Mya et le col de la Seigne, pl. X, fig, 12.

(voir carte de la Pl. VII).

Les unités, précédemment décrites, se poursuivent en une étroite bande entre la Ville des Glaciers et le Col de la Seigne. Elles se maintiennent en majeure partie sur le flanc oriental du vallon des Glaciers.

De nombreux torrents descendent de la montagne de la Seigne. Ils offrent des coupes naturelles. Je commencerai l'étude par l'examen de chacun d'eux. Puis je prolongerai les couches étudiées jusqu'au col de la Seigne.

A l'Est des baraquements militaires des Séloges, un petit ravin, situé sur la rive gauche du Torrent des Glaciers, permet de voir du haut en bas :

1° des *conglomérats* dont la base est écrasée ;

2° des *schistes noirs* qui de temps en temps renferment de petites plaquettes calcaires semblables à celles du Flysch. Je considère cela comme du Flysch écrasé. Il n'y a aucune liaison avec les conglomérats précédents ;

3° des *schistes houillers* ;

4° des *quartzites triasiques* affleurant dans le bas du ravin.

On les retrouve plus à l'Ouest, aux Séloges.

Le torrent qui descend de la région des Tufs, permet de poursuivre la coupe.

Les quartzites du pont des Séloges sont écrasés et donnent naissance à des schistes verts, luisants ;

5° puis viennent des *schistes noirs*, peut-être permiens ;

6° des *cargneules* pulvérulentes, mylonitiques ;

7° un peu de *Flysch* ;

8° des *brèches* écrasées ;

9° du *Flysch* ;

10° des *cargneules* pulvérulentes contenant des fragments de quartzites du Trias ;

11° des *calcaires* gris noirs, en plaquettes, avec cristaux de pyrite ;

12° des *dolomies* jaune clair ;

13° des *calcaires* ressemblant aux précédents. Ils sont accompagnés de schistes noirs ;

14° des *calcaires gréseux et des schistes noirs* de l'autochtone.

Les conglomérats 1 appartiennent encore au synclinal du Roignais. On reconnaît dans le Flysch 2 le coussinet continu qui s'étend tout le long du bord occidental du synclinal du Roignaix jusqu'à l'entrée de la Combe de la Nova.

On reconnaît également dans le Houiller la longue bande de ce terrain qui du même point de la Combe de la Nova jusqu'à la Ville des Glaciers longe le torrent.

Les couches triasiques 4, 5 et 6 prolongent celles du massif de la Pointe de Mya ; et les cargneules mylonitiques 6 témoignent bien de l'existence de la même ligne de contact anormal que celle qui limite ce massif à l'Ouest. Les brèches écrasées 8 entourées de Flysch 7 et 9 représentent l'anticlinal très laminé, Aiguille du Grand Fond-chalets de la Raja. Le Flysch 9 qui le borde à l'Ouest est le même que celui du synclinal de Parozan.

Quant aux couches 11 et 12, on peut les rapporter soit au synclinal du Crêt du Rey, soit à l'autochtone. La couche 13 appartient probablement à l'autochtone quoique cela ne soit pas certain.

Le torrent qui descend du col de l'OEillon montre une coupe analogue :

1° les *conglomérats* du synclinal du Roignais ;

2° des *schistes noirs* avec plaquettes calcaires semblables à celles du Flysch ;

3° du *Houiller* ;

4° du *glaciaire* couvrant des quartzites dont on voit une partie affleurer au pont du Torrent des Glaciers sur le chemin du col de la Seigne ;

5° des *schistes noirs* qui terminent la série précédente, près de la source des Mottets, au bord du torrent des Glaciers. Il y a là dedans certainement du Houiller bien reconnaissable, mais également des quartzites écrasés. La part du Permien est difficile à établir. En remontant le ruisseau de Bellaval on voit au-dessus :

6° des *cargneules* ;

7° du *Flysch* très net, avec quelques brèches à la base de la série ;

8° des *calcaires rubannés*, sorte de mylonite ;

9° des *calcschistes et calcaires noirs et schistes noirs* du Flysch ;

10° quelques centimètres de *quartzites* ;

11°-13° des *calcaires et des schistes noirs* ;

14° de l'*autochtone certain*.

Cette coupe montre les analogies [1] avec celle des Séloges. A part la suppression des cargneules 12 et le remplacement des brèches écrasées 8 de la première coupe par des calcaires rubannés, des cargneules 10 et des quartzites on peut dire qu'il y a identité de succession.

Un peu plus en amont de la coupe précédente, la rive droite du torrent montre :

6° des *cargneules* épaisses ;

7° du *Flysch* ;

8° des *brèches* à la base desquelles il semble y avoir un peu de dolomies grises disposées en lentille ;

9° du *Flysch* très écrasé au milieu ;

[1] J'emploie pour les mêmes couches le même numérotage que dans la coupe précédente afin de faciliter les comparaisons.

10° des *dolomies* jaunes ;

11° des *calcaires noirs et des schistes noirs* ;

14° des *schistes noirs écrasés de l'autochtone.*

C'est la coupe du torrent de Bellaval avec quelques variantes.

Les calcaires rubannés 8 sont à nouveau remplacés ici par des brèches et les quartzites 10 par des dolomies.

Le ravin, situé immédiatement au Nord des Mottets, montre le prolongement de tous ces terrains :

1° *brèches* du bord occidental du synclinal du Roignais ;

2° *a*) *schistes noirs*, *calcschistes* avec plaquettes de calcaires gréseux semblables à ceux du Flysch ;

b) un petit banc de microbrèches gréseuses et de grès grossiers identiques à ceux de la base du Flysch ;

c) des schistes noirs et des quartzites.

Cette succession met bien en évidence que ce coussinet 2 est bien du Flysch.

2′ une mince bande de *calcaire cristallin* probablement triasique ;

2″ des *quartzites* du Trias très peu épais.

Ces deux dernières couches sont également visibles dans le ravin situé au Sud des Mottets ;

3° des *schistes* avec des arkoses et de l'anthracite. C'est du Houiller.

4° des *schistes et des roches gréseuses* formant une épaisse série. On peut y reconnaître des bancs de quartzites écrasés. Les schistes sont bleus, noirs, luisants. Il y a aussi des arkoses. Sur la tranche on peut observer l'écrasement intense de la roche.

Les grains sont très fins, amygdalaires, séparés par des matières schisteuses et phylliteuses. Les surfaces de la roche sont recouvertes d'un grand nombre de paillettes de mica blanc. Lorsque l'écrasement devient très intense, la roche est alors plus schisteuse, les plans de friction étant plus rapprochés. La matière très finement écrasée devient plus abondante.

Il semble que ces roches soient liées, au moins en partie, aux quartzites du Trias. Il se peut qu'il y ait là également du Permien.

5° Ces roches se retrouvent dans le vallon au Sud des Mottets au bas duquel affleure du *Houiller* ;

6° des *dolomies* et des *cargneules.*

Les couches inférieures aux précédentes ne sont plus visibles ;

14° de l'autochtone.

La coupe nous montre d'abord que le coussinet de calcschistes 2 est bien du Flysch puisqu'il s'y intercale des grès grossiers ; des schistes noirs à quartzites. A part cela et à part la présence de Trias (quartzites et calcaires) au-dessus du Houiller 3, la coupe est la même que celle du torrent du col de l'Œillon. Tous ces ravins montrent donc que le coussinet de Flysch 2, que les couches 3, 4, 5, 6, du massif de la Pointe de Mya se prolongent jusqu'au Nord des Mottets, en d'étroites bandes de roches, le plus souvent très écrasées. Ils montrent également que l'anticlinal de l'Aiguille du Grand Fond-chalet de la Raja représenté

par les couches 7, 8, et le synclinal de Flysch 9 de Parozan se suivent jusqu'à l'Ouest des Mottets qu'ils ne dépasseront pas, comme nous le verrons. Il en est de même des couches 11 et 12 que l'on peut rapporter mais avec doute, à la zone du Crêt du Rey. Le coussinet de Flysch 2, le Houiller 3, les schistes 4 avec bancs de quartzites, le Trias 6 se poursuivent jusqu'au col de la Seigne. Dans le coussinet de Flysch 2 un banc de brèche est intercalé. Le Houiller 5 ne dépasse pas les Lanchettes. Le Trias 6 est en majorité formé de cargneules s'étendant en une large bande de nature anticlinale. En face des Lanchettes l'anticlinal est ouvert et montre des calcaires et des quartzites triasiques. Le Trias 6 chevauche à l'Ouest l'autochtone.

Au col de la Seigne, les terrains se complètent; on peut ainsi relever du Sud au Nord :

1° les *conglomérats* du bord occidental du synclinal du Roignais;

2° *a*) des *calcaires gréseux* en plaquettes avec schistes noirs et s'étendant jusqu'au col même;

b) 1 mètre de *brèches* écrasées à galets de dolomie;

c) 6 mètres de *calcaires gréseux*;

d) 50 centimètres de *brèches* écrasées. Elles sont à galets de dolomie et de calcaires triasiques, de calcaires noirs rhétiens, de calcaires cristallins bréchoïdes. Elles ressemblent aux brèches du Dogger du Grand Fond;

e) du calcaire cristallin, gris blanc, semblable à celui du Lias, mais intimement lié aux dolomies suivantes;

f) des *dolomies*;

g) des *quartzites* du Trias;

3° du *Houiller*;

4° des *schistes*;

6° des *cargneules*.

Le col de la Seigne est alors de constitution complexe. Et s'il a donc été trouvé une bélemnite, au col même comme l'indique la feuille Monte Bianco de la carte géologique italienne au 100.000e, cela ne signifie pas que tous les calcschistes de la montagne de la Seigne appartiennent au Lias, d'autant plus que certaines brèches du col ressemblent à celles du massif de l'Aiguille du Grand Fond, et sont dans le prolongement de l'anticlinal complexe de la Portetta dont fait partie ce massif.

IV

LE SYNCLINAL DU ROIGNAIS

Le synclinal du Roignais est, vers l'Est, la dernière grande unité tectonique de la nappe de l'Embrunais. Elle est de constitution beaucoup plus simple que les

précédentes, avec un seul et large synclinal de Flysch. Son étude a une importance capitale, car elle est à peu près la seule unité tectonique de la nappe de l'Embrunais qui passe de France en Italie. L'âge de l'immense série des calc-schistes qu'elle renferme a été très discuté. Je montrerai qu'il est nummulitique.

1. Limites du synclinal du Roignais.

Je n'ai à traiter, ici, que de la limite orientale, à savoir du bord chevauchant de la nappe du Briançonnais, presque entièrement constitué par du Houiller reposant sur le Flysch nummulitique de la nappe de l'Embrunais. Il passe alors un peu à l'Ouest des Esserts de Longefoy, puis à l'Est de Villarollant, au-dessus de la Thuille et de Granier, au sommet de la forêt du Plan des Archers, entre le Grand Châtelet et l'Aiguille de Plovezan, à l'W. du Roc d'Enfer jusqu'au-dessus du Torrent du Charbonnet; là, il change brusquement de direction, pour se diriger vers le S.E. Ensuite le front du Briançonnais se maintient dans les parties hautes du flanc méridional du vallon du Charbonnet jusqu'à l'Ouest de l'ouvrage de la Platte et au N.W. du fort du Truc.

Jusqu'ici la structure était simple : du Houiller appartenant au Briançonnais chevauchait le Flysch du synclinal du Roignais appartenant à la nappe de l'Embrunais. Maintenant la structure va se compliquer : D'une part d'autres unités apparaissent sous ce front de charriage dans la nappe de l'Embrunais. Je les décrirai avec le synclinal du Roignais ; d'autre part le matériel frontal des régions charriées n'est plus du Houiller, il s'agit de roches vertes et de schistes qui les accompagnent. La limite descend alors vers le torrent du Charbonnet jusqu'à l'W. des Echines; puis de là, remonte jusqu'au chalet de Praina pour redescendre dans la vallée des Chapieux au N. du Châtelard ; et enfin suit le versant oriental du Versoyen sous le Combottier et la Pointe du Clapey jusqu'au col du Breuil.

2. Les collines de Villette.

Les collines de Villette sont célèbres dans les Alpes depuis que Brochant de Villiers y découvrit un nautile dans le marbre violet dit de Villette. Mais elles ne furent soigneusement étudiées que bien plus tard par Kilian et Révil. De forme arrondie, mamelonnée, barrant la vallée de l'Isère entre Aime et Centron, elles correspondent à un verrou glaciaire qui tire son origine de la dureté et surtout de la compacité des calcaires de Villette. On peut séparer les collines en deux massifs dont les sommets sont cotés l'un 773 mètres à l'Ouest, l'autre 804 mètres à l'Est. De nombreuses carrières ont été ouvertes dans le calcaire et facilitent ainsi grandement l'étude du terrain.

Carrière au Sud de la cote 773. — Cette carrière au Sud de la côte 773 est située à l'Est de la bifurcation de la route nationale n° 96 et de la route de Villette. Un chemin y conduit, se dirigeant de l'Ouest à l'Est. Il montre des assises de plus en plus élevées dans la série stratigraphique, à savoir :

1° *un calcaire cristallin blanc,* largement spathique, du type le plus répandu dans les collines de Villette et dans tout le Lias de la partie de la nappe de l'Embrunais qu'étudie ce travail. C'est aussi ce que Kilian appelle le calcaire du type des Etroits du Ciex, d'après une localité située un peu plus au Sud que Villette ;

2° *un calcaire cristallin gris et violet microbréchiforme.* — Les petits éléments de la brèche sont formés de dolomie fine, blanche à patine jaune. Le calcaire montre d'autre part des silex en rognons ;

3° *un calcaire gris à silex blancs et noirs.* Ceux-ci forment des cordons très réguliers dans le calcaire cristallin et indiquent l'ancienne stratification voilée par la masse. Les silex, pris isolément, n'ont aucune forme. Loin de présenter une masse arrondie, sans aspérités, ils sont au contraire pourvus de nombreux diverticules ; cela seul montre qu'il ne s'agit pas de galets. Ils sont blancs, souvent translucides et très volumineux. Au microscope on y voit de très petits grains de quartz ; et les silex montrent très souvent une zone de dolomie en cristaux très réguliers qui les entoure. Quelquefois même de la dolomie s'y trouve incluse en cristaux isolés. Avec beaucoup de patience, on arrive également à observer au microscope quelques formes circulaires tracées par des grains de quartz, en un dessin très effacé. Peut-être est-il possible de les attribuer à des spicules globuleux de spongiaires. Il y a également des silex plus ou moins mats, plus foncés, gris et même noirs. Ils sont formés de nombreux grains de quartz. Des débris spongiaires y apparaissent assez nettement avec des spicules très reconnaissables. Avec cela il y a d'autres organismes que l'on peut difficilement déterminer avec sûreté.

A Saint-Marcel en face de la gare au bord de la route, dans un calcaire cristallin identique à celui de Villette, j'ai trouvé des silex noirs qui contiennent un très grand nombre de spicules de spongiaires, bien reconnaissables grâce à leurs sections longitudinales et transversales. Il y a de nombreux spicules de Tetractinellidés et aussi des spicules monoaxes. Un très grand nombre de sections circulaires ou ellipsoïdales plus grandes que les précédentes sont peut-être à rapporter à des spicules globuleux ou à des radiolaires. Les grains de quartz recristallisés, occupent l'emplacement des spicules si serrés qu'ils se touchent. Le faible intervalle qui reste parfois entre eux, est sali par une matière foncée. On remarque au milieu de tout cela quelques débris d'échinodermes et quelques cristaux isolés de dolomie.

Les silex de Saint-Marcel montrent donc que ceux de Villette dérivent de l'accumulation d'un grand nombre de spicules de spongiaires, dont les traces ont été ensuite effacées par le métamorphisme. Récemment, j'ai retrouvé à Villette des silex noirs contenant des spicules d'éponges aussi nombreux que ceux de Saint-Marcel, ce qui confirme les vues précédentes.

Les couches à silex sont recouvertes, dans cette carrière par un calcaire gris compact à bélemnites.

4° des *dolomies* à grain excessivement fin. Presque toujours écrasées, elles reposent brutalement sur le calcaire cristallin précédent. Blanches sur les cas-

sures fraîches, à patine jaune sur les surfaces altérées, elles offrent dans l'ensemble un certain aspect ivoirin. La roche ne fait que très légèrement effervescence aux acides.

Au microscope on ne voit qu'une pâte très fine de carbonates, et quelques grains éparpillés correspondant à des zones siliceuses. Aucun organisme même microscopique;

5° des *dolomies* fines, grises et prenant l'aspect de brèches, au moins en grande partie, d'origine tectonique. Elles ont un cachet triasique très prononcé.

Au microscope on ne voit que de la dolomie finement spathique, présentant quelquefois des taches un peu plus sombres. Elles affleurent au bord de la route nationale au S. et au S.E. de la carrière. Elles descendent vers la voie ferrée et l'Isère; et là dans les déblais du tunnel, elles sont mélangées à des schistes rouges ou violacés. Il semble donc que l'on puisse avoir au-dessus du calcaire de Villette des couches de Jurassique supérieur. Mais rien ne permet de le démontrer, car aucune de ces dernières roches, même regardées au microscope, ne m'a décelé de fossiles.

Toutes les couches examinées plongent vers le S.E.

La colline 804 est presque entièrement formée de calcaire blanc, exploité dans une carrière ouverte près du pont de la route Nationale sur le Nant d'Agôt. Ce calcaire un peu moins cristallin que celui qui est exploité sous la Chapelle Sainte-Anne, renferme également des silex blancs, translucides et entourés de zones dolomitiques. La colline est partiellement recouverte de brèches identiques à celles de la route Nationale et du sommet de la colline de Villette. Ces brèches sont isolées, ne rejoignent nulle part le pied de la colline. Elles recouvrent toujours ces couches dolomitiques si particulières, à pâte ivoirine qui elles-mêmes réposent sur le calcaire cristallin.

Les carrières classiques de Villette sont situées sur le flanc oriental de la colline Sainte-Anne. Il y en a trois dont deux au Sud, qui ne sont plus exploitées et renferment le fameux marbre, lie de vin, de Villette.

Le pendage des couches est dirigé vers l'E.S E.

La **carrière septentrionale** est entièrement taillée dans un beau calcaire blanc ou gris, très largement spathique, compact, en très gros bancs, contenant parfois des bélemnites. De petits cristaux de pyrite sont parsemés de ci de là dans la roche. La plaque mince montre la calcite très largement cristallisée, présentant quelques traces d'organismes, telles que des débris d'échinodermes très effacées mais à structure encore reconnaissable; telles que des traces grises circulaires, assez vagues, mais dont la disposition rappelle vivement des polypiers.

Les carrières de marbres violets ont été à tel point exploitées, qu'elles se sont presque rejointes latéralement de sorte qu'elles n'en forment maintenant plus qu'une.

En allant du fond des carrières vers la sortie, c'est-à-dire de l'Ouest à l'Est, on traverse des lits de plus en plus récents. Les couches disposées en série normale, plongent, en effet, vers l'E.S.E. On observe alors :

1° *un marbre violet* qui, au fond, passe à un calcaire à grain très fin, siliceux et très organique. Il est de teinte claire, blanc, jaune, gris, verdâtre ou rosé.

Le marbre violet assez réputé en Tarentaise, était autrefois et depuis fort longtemps, largement exploité. Ce n'est que depuis quelques années, par suite de la menace de l'écroulement de la paroi supportant l'ancien couvent Sainte-Anne, que l'extraction a été arrêtée. Ce marbre surtout répandu à Aime, Bourg-Saint-Maurice, Moutiers, Albertville, a même été importé à Paris au début du XIX^e^ siècle. C'est en effet dans cette dernière ville que Brochant de Villiers reconnut un nautile. Il est de teinte violette, parsemé de taches jaunes, et blanches, dues à la présence, les unes de galets de dolomie, les autres de bélemnites. Le tout est d'un joli effet.

La cristallinité, toujours présente, est d'intensité assez variable. Le marbre est en bancs très épais de 1 m. 50 à 2 mètres, comme l'avaient déjà marqué Kilian et Révil [128-173]. La pierre est homogène et résonne sous le marteau. Des enduits violets, luisants, séparent quelquefois ces bancs. Plusieurs de ceux-ci ont certainement pris naissance par écrasement. Lorsque la roche est depuis un certain temps exposée aux actions atmosphériques, elle se fait remarquer par les creux formés par les petits galets de dolomie en s'altérant. Ces petits galets de dolomie fine, blanchâtre en cassure fraîche, deviennent jaunâtres par altération. Ils sont toujours de petite taille, ne dépassant jamais quelques centimètres de diamètre et peuvent même se réduire en une fine poussière parsemant la roche. Bien arrondis, très rarement anguleux, quelquefois aplatis, ces galets, disposés sans ordre, occupent une position quelconque dans la roche. De plus ils s'y trouvent franchement noyés. Ce n'est que très rarement qu'ils forment un volume supérieur à celui du ciment. Quelques-uns de ces fragments de dolomie sont très nettement perforés par des *pholades*.

Les *bélemnites* sont d'une abondance parfois extraordinaire dans ce marbre. Elles arrivent même à se toucher. Un même plan de la roche montre aussi bien des sections transversales que des sections longitudinales. Elles sont donc disposées en grand désordre. Jamais on ne peut les détacher tant elles font corps avec le ciment qui les entoure ; aussi leur étude en est-elle rendue très difficile. Elles tranchent nettement par leur teinte gris bleuâtre avec le fond plus sombre de la roche. Kilian (W.) et Révil (J.) [128, 173] les considèrent comme appartenant au moins à deux espèces à en juger d'après leurs sections : d'abord une grosse forme des anciens groupes des *Paxillosi* ou des *Rhenani*, ensuite une espèce plus élancée et plus mince, de dimension moyenne et assez analogue à *Belemnites elongatus* Mill. du Lias moyen et à certaines espèces de l'Aalénien inférieur. Comme l'ont fait remarquer Kilian et Révil, aucune des nombreuses

sections transversales, ne montre de sillon, ce qui serait surprenant s'il s'agissait de bélemnites du Dogger ou du Malm.

Les bélemnites ne sont pas les seuls fossiles qui aient été trouvés dans le marbre. Brochant de Villiers [9] y signala un nautile, ce qui fit grand bruit à l'époque; Mgr Billiet, un *Pecten*, « coquille qui quoique brisée dans son contour laisse voir 12 à 15 sillons bien prononcés. Elle appartient assez visiblement à l'Ostrea pecten de Linnée. Ce fragment presque orbiculaire de ce coquillage marin a près de 60 millimètres de diamètre ». Les Pecten furent également signalés par Sismonda [19] en 1841. Les débris de polypiers existent aussi. Enfin sur les surfaces altérées, j'ai remarqué des articles d'encrines et de pentacrines et des sections souvent très nombreuses de divers bivalves.

La roche examinée au microscope montre souvent une accumulation extraordinaire de fragments de crinoïdes et d'échinides auxquels se mêlent de nombreux galets de dolomie fine. Toutes les sections des articles de crinoïdes y sont très nettes. La structure réticulée est conservée à merveille. Les débris reconnaissables des échinides sont plus rares.

Les galets de dolomie ont une structure très fine et montrent certaines traces organiques en forme d'anneau ou d'ovale comme on en trouve dans les dolomies triasiques. C'est pourquoi on peut les attribuer au Trias. Tous ces divers éléments, galets, débris d'échinodermes sont placés les uns à côté des autres sans abondante interposition de ciment qui, lorsqu'il existe, est formé d'une calcite largement cristallisée, mais opaque. Il y a, en outre, quelques grains de quartz sûrement d'origine secondaire. Plusieurs d'entre eux en effet se trouvent à l'intérieur même de débris d'échinodermes. Certains ont une forme cristallographique très nette. En somme cette roche est un calcaire fin à entroques et à galets dolomitiques.

D'autres calcaires violets, bien cristallisés et à galets de dolomie, ne contiennent au contraire que fort peu de débris d'échinides. Le ciment de calcite largement cristallisée, est par contre très abondant. La calcite généralement opaque peut s'éclaircir dans certains échantillons ceci se voyant même dans certaines plaques minces. Dans l'une de ces roches, j'ai observé des traces il est vrai assez douteuses de polypiers.

J'ai dit plus haut que le marbre violet passe à des calcaires de teintes variées. L'un de ceux-ci, un calcaire très fin jaune verdâtre, un peu dolomitique, présente de nombreuses sections de bivalves et quelques bélemnites. Le microscope montre que c'est un calcaire très finement cristallisé qui renferme, outre les débris de bivalves, des restes d'échinodermes et d'autres organismes difficilement déterminables.

Un autre calcaire rose, très fin, à cassures très franches, à tendance conchoïdale et à arêtes vives est de calcite, largement cristallisée, souvent encombrée de produits noirâtres et ferrugineux qui, dans un échantillon, semblent dessiner des traces de polypiers ainsi que l'indique le microscope. Il y a là également quelques grains de quartz.

2° *Un calcaire gris foncé*, ou noir, à grain fin ; il recouvre le marbre violet près de la sortie de la carrière. Le microscope montre qu'il est finement spathique et que la calcite est aussi salie par des matières charbonneuses. J'y ai trouvé plusieurs fragments d'ammonites, fossiles encore inconnus à Villette.

L'une d'elles mesure 110 millimètres de diamètre. Deux tours en sont visibles. Ceux-ci paraissent être à peine recouvrants. Ils sont plus hauts que larges. Le côté externe est bien arrondi, les surfaces latérales très légèrement convexes, dépourvues de toute ornementation visible. Aucune cloison n'apparaît. La recristallisation du calcaire a effacé tout ce qui est nécessaire à la détermination. Un autre échantillon est mieux conservé. Il a trois centimètres de diamètre. Les tours sont juxtaposés les uns aux autres sans aucun recouvrement. On ne voit ni ornementation ni cloison. Ici la surface de la coquille paraît avoir été à l'origine complètement lisse. Le côté externe est bien arrondi. L'échantillon présente à une petite distance de la ligne ventrale une dépression longitudinale, peut-être causée par quelque écrasement. La section transversale montre que les tours sont aussi hauts que larges. Je possède un petit fragment d'une autre ammonite, surface latérale d'un tour dont on ne voit qu'une faible partie. Cette face, un peu convexe, est finement et régulièrement striée.

3° des *bancs de calcaire magnésien et de dolomie* à nombreux bivalves. Ils débutent par une petite couche de dolomie fine, écrasée. Ils ont de 20 à 30 centimètres d'épaisseur et alternent avec des *schistes noirs*.

Ces dolomies forment parfois de véritables lumachelles dont les fossiles sont très mal conservés. Je n'ai pu y déterminer génériquement que des *Modiola* et des *Mytilus*. Tous ces mollusques de très petite taille atteignent à peine 1 centimètre. La dolomie est grise et très finement cristallisée.

Les dolomies non lumachelliques, renferment de nombreux microorganismes indéterminables, dont certains ont cependant des affinités avec des Globigérinidés ;

4° une *dolomie fine*, gris clair, jaune nankin par altération. Elle ne fait pas visiblement effervescence aux acides à froid. On y distingue, au microscope, de très nombreuses taches sombres, ovales ou rondes. Dans l'une de ces dolomies j'ai observé une section d'organisme, rappelant tout à fait celle des milioles. La roche est très souvent albitisée.

Cette dolomie affleure également au bord de la route Nationale un peu avant d'arriver au tournant de la route, en venant des carrières, où l'on peut observer la suite de la succession stratigraphique.

5° une *dolomie* ivoirine, blanche à patine jaune et à grain très fin. On n'y retrouve aucun fossile. La roche est albitisée après avoir été fissurée ;

6° des *dolomies gris bleuâtre*, fines et bréchoïdes. Ces deux dernières assises représentent les couches 4 et 5 de la première carrière aux silex.

Un écrasement assez important se fait entre le calcaire gris 2 et les dolomies à bivalves 3. Il est dû à la résistance opposée par la masse du calcaire cristallin sur laquelle ont glissé les couches susjacentes.

Les brèches terminales 6, bien développées au bord de la route Nationale, recouvrent également en grande partie le monticule coté 773.

Le marbre violet ne se trouve guère qu'en cette carrière et au bord de la route qui descend du couvent de Sainte-Anne vers Villette. Il ne semble bien

être, comme l'avaient déjà remarqué Kilian et Révil (*loc. cit.*), qu'un accident au milieu du calcaire cristallin.

Le bord oriental et méridional des collines de Villette. — Je vais examiner maintenant le bord oriental et méridional des collines de Villette. Nous trouverons là des couches supérieures aux précédentes.

Au bord de la route Nationale entre le pont du Nant d'Agôt et la bifurcation de la route, existent trois placages de roches calcaréo-schisteuses et gréseuses contre le calcaire cristallin. Ils avaient été déjà remarqués par W. Kilian et J. Révil [121] et confondus avec le Lias calcaréo-schisteux L^{3-2}. Ce sont des calcaires argileux, des calcaires gréseux bruns en petites plaquettes avec micas blancs dispersés. Il y a des schistes et également des microbrèches de dolomie très fréquentes dans les plaquettes calcaires. Ces couches ressemblent beaucoup au Flysch et en particulier à certaines assises de l'Embrunais. Le placage du milieu renferme en grande abondance des *Chondrites* que j'ai déterminés comme : *Chondrites* (*Phycopsis*) *arbuscula* Fischer et Ooster, *Ch. intricata* Ad. Brongn., *Ch. Targionii* Ad. Brongn., *Ch. cf. affinis* Sternb. Les deux premiers chondrites sont de beaucoup les plus abondants, les autres sont plus rares. Ces couches sont donc nummulitiques.

Ici elles reposent en partie sous le calcaire cristallin. Cela ne semble être que local. Elles sont tantôt en concordance, tantôt en discordance avec le calcaire cristallin. Il y a écrasement à la limite des roches. Enfin à la partie inférieure du gisement, le calcaire cristallin se termine par des dolomies.

Les calcaires et les schistes descendent vers l'Isère. Très développés sur la rive gauche et en escarpements très raides, ils se poursuivent vers le Châtelard où ils sont tranchés par l'Isère, formant ainsi le Saut de la Pucelle, magnifique gorge épigénique.

Ces couches sont ici relativement peu épaisses par rapport aux régions septentrionales. C'est qu'elles sont recouvertes, sous les Esserts de Longefoy, par le Houiller de la nappe du Briançonnais. Comme je les attribue au Nummulitique — j'aurai de cela d'autres preuves que les chondrites — il y a certainement chevauchement de ce Houiller.

Le bord occidental et septentrional des collines. — Au Nord des collines on n'observe que du glaciaire et le cône de déjection du Nant d'Agôt.

Le glaciaire étend ses lobes sur le calcaire cristallin très fréquemment strié. Quant au cône de déjection du Nant d'Agôt il est divisé en deux branches enserrant le calcaire cristallin qui a fait obstacle.

Au delà de ce Quaternaire couvert de pâturages luxuriants et de vergers apparaît le gypse.

Résultats stratigraphiques et tectoniques. — Les diverses coupes relevées permettent donc d'établir la succession normale de la façon suivante : fig. 24.

1° du *calcaire cristallin* qui en certains points renferme du marbre de Villette et en d'autres des silex ;

2° un *calcaire gris ou noir* ;

3° des *dolomies grises à bivalves*, alternant avec des schistes noirs ;

4° des *dolomies ivoirines* ;

5° des *brèches dolomitiques*, grises, en grande partie d'origine tectonique ;

6° des *calcaires gréseux bruns*, des *calcschistes et des schistes* alternant entre eux.

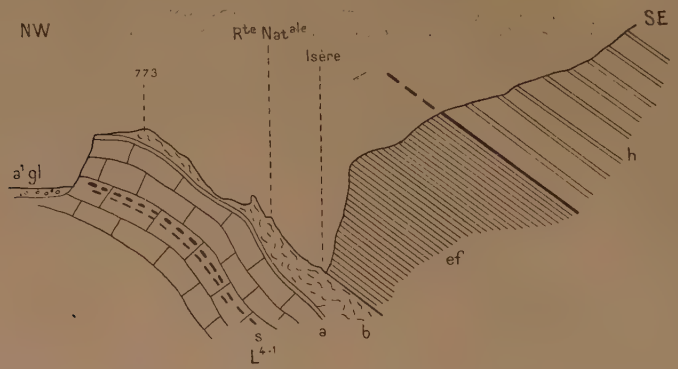


Fig. 24. — Coupe transversale de la colline de Villette, cotée 773.

h Carbonifère de la nappe du Briançonnais ; **L4-1** calcaire cristallin liasique avec lits de silex, **s** ; **a** dolomie ivoirine, **b** dolomie bréchoïde, grise, représentant peut-être le Jurassique moyen ; **ef** Flysch.

Le trait appuyé se prolongeant par un trait discontinu représente le plan de chevauchement de la nappe du Briançonnais.

Le *calcaire cristallin* 1 *et le calcaire gris ou noir* 2 sont sûrement liasiques. Les ammonites que j'ai recueillies sont des formes du Lias ; d'autre part les considérations relatives aux bélemnites, comme l'ont fait remarquer W. Kilian et J. Révil, ne permettent pas d'assigner à cette formation un âge plus récent que le Toarcien.

Les *dolomies grises à bivalves*, alternant avec des *schistes noirs* 3 sont d'âge indéterminé. Il y a des *Modiola*, des *Mytilus* ce qui fait immédiatement penser au Jurassique moyen du géanticlinal briançonnais. Mais les preuves d'une telle attribution manquent. On pourrait tout aussi bien rattacher ces couches au Lias.

Les *dolomies ivoirines* 4 par leur pâte fine, les *brèches* 5 par leurs intercalations de schistes rouges peuvent rappeler le Jurassique supérieur. Mais rien ne permet de l'affirmer.

Les *calcaires gréseux bruns, les calcschistes et les schistes* 6 qui alternent entre eux, appartiennent au Nummulitique et en particulier au Flysch. La présence de chondrites trouvées au Nord de la route Nationale milite en cette faveur. D'autre part ces couches sont en continuité avec celles du Roignais et de la Ter-

rasse; et nous verrons que celles-ci sont sûrement du Flysch nummulitique. Que sont devenus alors les conglomérats de la base du Nummulitique ? A la rigueur on pourrait penser que ce sont les brèches 5 que l'on observe au bord de la route nationale. Il n'en est rien. Celles-ci sont en effet monogéniques contrairement aux conglomérats nummulitiques et diffèrent trop des précédentes pour que l'on puisse les assimiler.

Le plus simple est de penser que les conglomérats nummulitiques ont disparu tectoniquement par laminage. Les affleurements de la route nationale, en amont du pont sur le Nant d'Agòt, montrent en effet un écrasement entre le calcaire cristallin et le Flysch. Le calcaire cristallin par son homogénéité, par sa compacité, par sa masse, a agi comme un bloc résistant aux efforts tectoniques. En effet les carrières ne montrent, à l'intérieur du calcaire cristallin, sauf quelques fissures, aucun effet de la compression. La masse est restée intacte. Aucun dynamisme ne se traduit même dans la plaque mince. Au contraire toutes les parties externes sont écrasées, laminées. Les calcaires gris fins qui moulent le calcaire cristallin, deviennent bréchoïdes. La suppression des couches secondaires plus récentes que le calcaire cristallin est fréquente. Le calcaire cristallin a donc bien joué le rôle de masse résistante. Le Flysch a pu glisser là-dessus et les brèches disparaître par écrasement.

Les coupes que j'ai faites montrent que l'on a affaire à une série normale depuis le calcaire cristallin jusqu'au Flysch. Pour Kilian et Révil [128, 173], au contraire, les collines de Villette sont de nature synclinale; et voici la coupe qu'ils en donnent, celle-ci transversale à la vallée de l'Isère et passant par le village de Villette :

1° *Terrain houiller* (entre les Esserts et Longefoy) dans les pentes qui forment la rive gauche de l'Isère.

2° *Lias calcaréo-schisteux*, bien lité, avec bancs de microbrèches au Saut de la Pucelle.

3° *Brèche calcaire* à ciment et éléments calcaires identiques à la « Brèche du Télégraphe ». Cette brèche présente à la partie inférieure des parties feuilletées, sortes d'enduits lustrés, noirs violacés ou verts gaufrés. On y rencontre également, vers la base, des blocs de calcaire siliceux, à pâte ivoirine, blancs et à cassure esquilleuse, prenant une patine jaunâtre à l'extérieur. Cette même brèche montre, en outre parfois un ciment rougeâtre et rappelle alors les brèches qui supportent le Malm du Briançonnais (Queyrellin). De plus ces brèches passent insensiblement à des calcaires bien lités, à patine jaunâtre, offrant une teinte bleuâtre à l'intérieur des bancs et présentant une pâte extrêmement fine. Des calcaires dolomitiques et siliceux bleuâtres, à patine jaunâtre et des calcaires ivoirins, à pâte très fine blanchâtre, semblent intimement liés aux brèches avec lesquelles ils alternent et qui en contiennent d'énormes blocs.

4° *Calcaires siliceux*, à pâte très fine, à cassure esquilleuse et conchoïdale devenant jaunâtre par altération ; ils rappellent par leur cassure ivoirine et porcellanée certains marbres du Jurassique supérieur du Briançonnais (massif de Prorel), mais ne font pas comme ces derniers effervescence aux acides et se montrent sensiblement plus durs.

5° *Calcaire saccharoïde* et grossièrement cristallin, en gros bancs.

6° Ces calcaires passent dans les carrières situées sous le couvent, à des *assises violettes* et à la *Brèche de Villette*.

La coupe est interrompue sur l'emplacement du village de Villette par un cône de déjection, dont les dépôts masquent les assises du substratum ; mais en se dirigeant à l'Ouest du village, on voit réapparaître, toujours inclinés vers l'Est :

7° *Brèches (Brèches du Télégraphe) et calcaires du Lias.*

8° *Gypse du Trias* dont les pentes dominent Villette à l'Ouest. Les auteurs ajoutent : « Il semble évident d'après ce qui précède, que les calcaires de Villette font partie d'une masse synclinale ; ils ne sont qu'une différenciation dans des calcaires cristallins semblables à ceux des Etroits du Ciex (Ces derniers sont un peu plus clairs de teinte) ; comme eux, ils apparaissent au milieu d'assises liasiques indiscutables et de brèches du type « Télégraphe » avec lesquelles ils sont en relation et dont ils ne peuvent être séparés. L'exploration soigneuse des environs ne nous autorise pas à y voir autre chose qu'un *noyau synclinal enclavé dans les brèches liasiques* ; aucune autre hypothèse tectonique n'explique, en effet, d'une façon satisfaisante la coupe que nous venons d'analyser, et la bande calcaire qui comprend le massif de Villette se trouve comprise entre deux bandes anticlinales très nettes ».

Plusieurs figures illustrent la conception tectonique de ces auteurs.

Il n'est pas tout à fait exact de croire que le massif de Villette est situé entre deux bandes anticlinales très nettes. Il y a bien au N.W. un anticlinal triasique ; mais au S.E., c'est un plan de chevauchement qui amène le Houiller sur des terrains plus récents. L'ensemble de Villette n'est donc pas forcément de nature synclinale.

D'autre part la coupe n'a pas la régularité indiquée par Kilian et Révil. Le Lias calcaréo-schisteux et le Lias bréchoïde des auteurs ne se retrouvent pas à Villette. La symétrie de la coupe n'existe donc plus. Il y a bien, à l'Ouest du village sur la rive droite, un calcaire cristallin identique à celui du Lias ; au N.E. de Villette existent bien des conglomérats ; mais nulle part je n'ai retrouvé le Lias calcaréo-schisteux.

Ensuite comme je l'ai déjà indiqué et comme je le montrerai encore, le Lias calcaréo-schisteux des escarpements de l'Isère est du Flysch.

J'ai montré au contraire que la série étudiée comprend de l'Ouest à l'Est des termes de plus en plus élevés : Trias, calcaire cristallin, dolomies, brèches monogéniques, Flysch. Le massif de Villette n'est donc pas un synclinal, mais une série normale dont le terme supérieur est chevauché par le Houiller de la nappe du Briançonnais.

3. Le bord occidental du synclinal du Roignais entre Villette et le Nant du Cormet d'Arèches, cf. Pl. IX, fig. 2-6.

Au Nord de Villette entre ce village et le Nant de Tessens, affleure un gros amas de gypse couvert de graminées. C'est une masse considérable dont la surface s'est peut-être accrue par des glissements et des foisonnements. Dans un paragraphe précédent, j'ai montré que ce Trias forme une longue bande qui se dirige vers Plan Villard et dans laquelle des dolomies remplacent le gypse.

Si près de Villette, entre le Trias et les conglomérats, le calcaire cristallin n'apparaît pas, il n'en est pas de même au-dessus de Charves. A l'Ouest de ce village, en effet, une masse de calcaire cristallin noir surgit au milieu du glaciaire. Les surfaces du calcaire présentent parfois un réseau de veinules blanches entourant des espaces circulaires noirs. Le microscope fait voir que les parties noires sont uniquement formées de calcite et que les zones blanches sont

siliceuses. Au Nord de Charves un autre affleurement présente un calcaire tout à fait semblable à celui des Etroits du Ciex.

A l'Est du massif de gypse de Villette s'étend une croupe de conglomérats masqués en majeure partie par un large placage de glaciaire ne laissant apparaître le plus souvent que quelques îlots rocheux. Le glaciaire est nettement visible tout le long du chemin qui monte directement de Villette à Charves. Il est formé de gros blocs de roches les plus diverses, noyées dans un gravier et dans des sables. A Charves j'y ai trouvé des galets et des blocs d'amphibolites.

Trois îlots de conglomérats affleurent près de Villette au pied des pentes de la montagne. Le premier à l'Ouest est en contact direct avec le gypse ; je n'ai pu trouver en effet contre le Trias la moindre trace d'autres terrains ; il est possible et même probable que des éboulements ou le foisonnement du gypse les cachent à moins qu'ils n'aient été supprimés tectoniquement. Le second affleurement, médian, situé à l'Est du sentier muletier qui conduit à Charves, est formé de brèches à éléments dolomitiques, noyés dans un ciment de calcaire cristallin, noir et très abondant. *Ces couches dessinent très nettement une voûte anticlinale.* Dans le troisième affleurement, plus grand que les autres, les brèches sont, le plus souvent, très écrasées et surmontées de couches bien litées, calcaires microbréchiformes, souvent très gréseux.

Les autres îlots de conglomérats ne présentent rien de particulier. Cependant, je citerai le conglomérat sur lequel est bâtie l'Eglise de Charves. Son affleurement se dirige vers le Nant de Tessens, et là, tout près du pont présente des calcaires noirs bien cristallisés ; les brèches y font parfois complètement défaut et ailleurs deviennent au contraire très abondantes.

Très intéressant est l'affleurement de conglomérats que le Nant de Tessens a taillé en de profondes gorges où l'on peut accéder en suivant un petit sentier qui commence au pont de la route nationale. Une très belle charnière anticlinale est dessinée sur la rive gauche. Elle n'est probablement que le prolongement de celle que j'ai observée à l'Est de Villette dans ces mêmes conglomérats. Ici, l'anticlinal est même assez profondément érodé pour montrer un calcaire cristallin tout à fait semblable à celui de Villette. Il n'en diffère que par une cristallinité un peu moindre. L'affleurement très petit de calcaire ne permet pas de se rendre compte très exactement de ses relations avec les brèches. J'ai noté que le calcaire, à sa partie supérieure, à la limite des brèches, est traversé de veines feldspathisées.

Environs de Tessens. — Le Trias de la bordure occidentale du synclinal du Roignais, traverse le Nant de Tessens et y prend un développement considérable sur la rive gauche. Je l'ai déjà étudié dans le paragraphe concernant le massif de la Pointe de l'Echelle. J'ai montré qu'au Nord, il est caché sous des éboulis, puisqu'il s'enfonce en tunnel sous les conglomérats de la Rochassière.

Les rochers qui surplombent le Nant de Tessens, permettent d'étudier la succession du Trias vers le centre du synclinal. On observe alors :

1° le *gypse* ;

2° des *dolomies grises* ;

3° du *calcaire cristallin* du type des Etroits du Ciex.

Le contact avec le Trias n'est pas visible ;

4° des *brèches* ;

5° des *calcschistes* se débitant en petites baguettes.

On reconnaît facilement la stratigraphie ordinaire. Les couches 4 et 5 sont à rapporter au Dogger probable comme celles du soubassement de l'Aiguille du Grand Fond. Au Nord, tous ces terrains disparaissent sous des éboulis.

En continuant la coupe vers les chalets de la Linière on trouve la suite de la succession :

6° des *conglomérats nummulitiques* en très grande partie recouverts de glaciaire et d'éboulis ;

7° des *quartzites verdâtres et des schistes noirs*. Leur pendage est de 60° vers le S.E. Les quartzites très durs prennent une teinte brunâtre par altération. Ils sont chloriteux et contiennent de nombreux grains de rutile. Les grains de quartz, à accroissement secondaire, sont reliés entre eux par des grains de plus petite taille du même minéral et par de la chlorite. Les schistes noirs sont bien fissiles.

8° des *calcaires gréseux et des schistes semblables à ceux du Flysch*.

L'intérêt de ces observations est très grand. On sait que mes prédécesseurs ont beaucoup hésité sur l'âge de la grande masse de calcschistes du synclinal du Roignais. On voit notamment d'après la carte géologique au 80.000e, que M. Bertrand les considérait comme liasiques jusqu'au Torrent du Cormet d'Arèches et comme jurassiques au delà. La présente coupe montre d'abord que la succession stratigraphique est identique à celle des synclinaux et des anticlinaux plus occidentaux. Le Lias est le même. Il y a également des couches identiques à celles du massif du Grand Fond et que l'on peut rapporter au Dogger (?). Il y a aussi des conglomérats séparés d'une épaisse série de calcaires et de schistes bien lités par les mêmes quartzites à schistes noirs si caractéristiques et que l'on retrouve partout ailleurs dans le Nummulitique. Si donc il y a du Nummulitique dans la nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère, il faut aussi lui rapporter toute la série du synclinal du Roignais. Cela ne peut être autrement.

Environs du chalet de la Raiche. — Un sentier part de la route de Tessens à la Pesée et se dirige vers les chalets de la Raiche. Il prend naissance au grand coude de la route, à l'affleurement de gypse. Il traverse d'abord les éboulis, puis les brèches à 600 mètres environ, avant d'arriver aux chalets de la Raiche, où la coupe est la suivante :

1° *brèches* très calcaires, à ciment abondant. Les galets souvent assez gros et dispersés sont de dolomie brune ou jaune, plus rarement de quartzites. L'ensemble présente un peu l'aspect de la brèche du Télégraphe ;

2° des *quartzites et des schistes noirs* ;

3° des *calcschistes et microbrèches gréseuses*.

Entre le chalet de la Raiche et le Veraret. — Au N.W. des affleurements que je viens de décrire, se trouve un petit escarpement bien indiqué sur la carte, et que l'on peut franchir en passant par un petit couloir qui se dirige vers Pra Plan. En remontant ce ravin on laisse à gauche les conglomérats qui forment une superbe voûte anticlinale recouvrant le Trias du Nant de Tessens.

1° Dans le petit ravin les conglomérats sont recouverts par des *dolomies* très fines, jaunes. Un affleurement remarquable montre le contact des brèches et des dolomies. On y voit quelque chose de semblable à un ravinement. Les conglomérats, au voisinage des dolomies, en renferment d'énormes blocs.

Le Trias qui plonge à 45° vers le S.E., passe aux chalets de Pra Plan où les dolomies sont bien visibles, puis au delà traverse quelques alluvions. Il longe ensuite le flanc de la Pointe de Combavent jusqu'aux chalets du Thiabord, mais en plongeant vers le N.W. contrairement à ce qui se passe plus au Sud. Aux Thiabord, il dessine nettement une voûte anticlinale puis s'enfonce sous le glaciaire du torrent du Gargot.

2° Examinons maintenant le *calcaire cristallin*. Il affleure dans le petit ravin dont il a été question précédemment. Il est tout à fait semblable à celui des Etroits du Ciex. Au Sud il semble s'enfoncer sous les conglomérats. Au Nord il longe le Trias jusqu'aux chalets de Pra Plan. Une autre bande de ce même calcaire passe un peu plus à l'Est, traverse le sentier muletier de Granier aux chalets de Pra Plan, passe sous Pra Spa et longe le Trias jusqu'au Glaciaire du torrent du Gargot sous lequel il disparaît aussi. Près des chalets de Pra Spa entre le calcaire cristallin et le Trias sont intercalés des schistes noirs que l'on peut, peut-être, rapporter au Lias inférieur, au Rhétien par exemple.

3° Les *conglomérats* qui font suite à l'Est, affleurent près du sentier muletier qui mène de Granier aux chalets de Pra Plan. La nouvelle route qui joint également ces deux localités, en permet une étude facile. A première vue, la roche examinée présente tout à fait l'aspect de la brèche du Télégraphe. Le ciment est de calcaire cristallin noir. Les éléments sont des dolomies fines, tantôt arrondies, tantôt anguleuses, et à patine d'un brun jaune. La roche contient également quelques gros grains de quartz, des fragments de quartzites et de schistes noirs. La brèche, le plus souvent écrasée, se débite en bancs réguliers. Elle forme un escarpement remarquable au-dessus des chalets de Pra Spa, passe aux Thiabords et finalement disparaît aussi sous le glaciaire du vallon du Gargot.

4° A l'Est des conglomérats, affleure le Flysch. Le contact entre ces deux formations n'est pas toujours bien visible. Cependant on y observe, au bord du sentier muletier de Granier à Pra Plan, d'abord des *quartzites chloriteux*, puis vers le Flysch, des grès *grossiers gris calcarifères et microbréchiformes*, rudiment des grès grossiers de la base du Flysch qu'ils précèdent.

4. Le Flysch du synclinal du Roignais entre le Châtelard près de Villette et le Nant du Cormet d'Arèches.

Le Flysch forme la colline du Châtelard, profondément entaillée par l'Isère, en une gorge de plus de 40 mètres de profondeur, *le Saut de la Pucelle*. Il est formé là de calcschistes bien lités, alternant souvent avec des schistes et des microbrèches, le tout en petits lits de 1 à plusieurs centimètres d'épaisseur. J'ai examiné au microscope un calcaire gréseux étiré et laminé exploité comme « lauze » (ardoise très grossière) dans une petite carrière au Sud du Châtelard : La calcite est bien recristallisée, disposée en amygdales séparées par de la séricite abondante sur la surface des lauzes. La tourmaline y est fréquente.

Dans la tranchée du chemin de fer, le Flysch est également bien visible. Il est là surtout calcaréo-schisteux et montre de très grosses lentilles de brèches à éléments triasiques.

Les collines situées entre le Châtelard et Villarolland sont également constituées de Flysch à microbrèches gréseuses à éléments triasiques. Toutes ces collines sont séparées les unes des autres et divisées par des vallonnements parallèles. Le tout est d'une morphologie assez douce, présentant des formes arrondies. Chacun de ces vallonnements est couvert de glaciaire. Deux de ceux-ci sont remarquables. L'un est emprunté par la route nationale, l'autre est à la base du Houiller. L'Isère aurait facilement pu emprunter ce dernier, au lieu de se tailler une gorge profonde au Saut de la Pucelle. C'est un remarquable exemple d'épigénie.

La route d'Aime à Granier, au-dessus de Villarolland, montre le contact du Houiller de la nappe du Briançonnais et du Flysch de la nappe de l'Embrunais. On observe d'abord au-dessus de la route, du Houiller, en roches sombres, de formes massives, irrégulières, s'opposant à des roches plus claires, plus schisteuses du Flysch. Au voisinage des grès houillers, les calcschistes du Flysch sont complètement écrasés et schisteux. En s'écartant du Houiller, le Flysch reprend sa constitution normale, calcaires gréseux souvent microbréchiformes, calcaires, schistes. Les éléments des microbrèches sont toujours des dolomies. Quelques grosses lentilles de brèches sont parsemées dans cette formation. Le plongement de ces couches est de 60 à 75° vers le S.E. Le contact entre le Houiller et le Flysch est moins bien visible au bord de la route, un peu avant d'arriver à la Thuille de Granier.

Le Flysch forme tout le sol de la Forêt de la Ravetta. Les calcaires peu gréseux y sont particulièrement abondants et souvent prédominent.

Partout le pendage est dirigé vers le S.E. sauf au sommet de la Forêt de la Ravetta, au voisinage des conglomérats des Thiabords et de Pra Spa où le pendage se renverse, se dirige vers le N.W., se mettant ainsi en harmonie avec celui du massif de la Pointe de Combavent. Au sommet de cette même forêt, le Flysch est donc de nature anticlinale.

5. Le massif de Rocheboc.

Le petit massif de Rocheboc ou Roche Bouc ou le Fourchu, ainsi appelé à cause de sa forme, s'élève entre le Torrent de la Portetta et le Nant du Cormet d'Arèches, improprement dénommé Ormente sur la feuille de Bourg-Saint-Maurice au 50.000e. C'est un massif aux formes simples et dont le sommet est fissuré en deux.

Coupe transversale du massif. — En se dirigeant du col de la Portetta vers le sommet de Roche Boc puis vers le Plan des Archers, on rencontre les terrains suivants :

1° des *quartzites du Trias*. Ils sont, soit très fins, soit à gros grains verts et rouges avec quelques rares micas blancs. Ceci fait supposer que l'on se trouve au bas de la série triasique ;

2° des *dolomies bréchoïdes* qui constituent le premier sommet. L'une de ces dolomies s'est présentée au microscope comme formée de cristaux très fins, au milieu desquels on reconnaît des traces organiques en calcite ou en dolomie plus largement cristallisée. Les sections transversales de ces fossiles sont des cercles. Les sections longitudinales montrent que ce sont des tubes. Il faut donc probablement les rapporter à des algues calcaires siphonées ;

3° des *conglomérats* à ciment dolomitique jaune et dont les galets en général bien arrondis sont des calcaires cristallins noirs, des dolomies noires, grises ou jaunes et des quartzites ; toutes roches du Trias ;

4° des *calcschistes* laminés et du *grès feldspathique à ciment siliceux et séricitеux* ;

5° des *dolomies fines*, compactes, grises et semblables à celles de Villette (Lias) ;

6° un *calcaire cristallin bien spathique* ;

Il est tout à fait semblable à celui des Etroits du Ciex (Lias).

7° des *conglomérats*. Ce sont des calcaires cristallins, noirs, microbréchiformes, des brèches à ciment dolomitique ou calcaire, à galets de quartzites, de dolomies, grises, jaunes, brun capucin, de calcaire gris cristallin, de calcaires liasiques. Les grains de quartz y sont fréquents. Ces conglomérats très puissants, forment un escarpement élevé au-dessus du Torrent de la Portetta en couches plongeant de 50° vers le S.E. ainsi que les assises précédentes. Ce sont les conglomérats de base du Nummulitique. Au pied de ceux-ci un petit replat nous montre ensuite :

8° des *grès quartziteux verdâtres*, compacts et devenant vert olive par altération. Ils sont accompagnés de schistes noirs.

Au microscope on voit que ces grès sont formés d'assez gros éléments de quartz à contours nettement détritiques, rarement amiboïdes. Ces éléments sont liés entre eux par une poussière de petits grains de quartz. On pourrait penser que ces derniers résultent d'un écrasement. Mais ils ne montrent que des extinctions roulantes peu prononcées et l'ensemble des terrains ne possède aucun caractère de mylonite. Outre cela, on remarque des tourma-

lines, quelques magnétites, un petit nombre de paillettes de muscovite. La poussière de quartz renferme de la chlorite en abondance et très peu de séricite. La roche ne m'a pas montré un seul élément de calcite.

9° du *Flysch* formé de calcaires gréseux et de schistes ;

10° des *conglomérats nummulitiques* ;

11° des *grès verts et des schistes* semblables aux précédents. Ils sont en liaison avec les conglomérats ;

12° du *Flysch* : calcschistes gréseux ou microbréchiformes, en bancs bien lités ; calcaires noirs à surface phylliteuse sans quartz. La surface des lits des calcaires est couverte de phyllites. Les cassures, d'un gris bleu, montrent la roche bien cristallisée. Le microscope ne m'a rien décelé de particulier. On y voit la calcite largement cristallisée avec quelques nids de très petits grains de quartz. J'ai examiné un autre calcaire. Il est bleuâtre ; les surfaces exposées à l'air sont rugueuses par suite de la présence des grains de quartz mis en relief par les agents atmosphériques. En plaque mince il ne montre rien de particulier. La calcite formant la presque totalité de la roche est trouble et largement cristallisée. Les grains de quartz, très nombreux, peuvent se rassembler en nids ;

13° du *Houiller* au milieu de la Forêt des Archers. Ce sont des arkoses micacées. Le pendage s'inverse à partir du premier affleurement de Flysch. Il se dirige alors vers le N.W. Il a une valeur de 30°. Il reprend son allure normale au milieu du second affleurement de Flysch.

Dans toute cette série stratigraphique il est facile de reconnaître le Trias, le Lias et le Nummulitique. La présence de conglomérats et de schistes entre le Trias et le calcaire cristallin mérite d'attirer l'attention. S'il n'y a pas là un effet de la tectonique, il faut attribuer ces couches au Lias inférieur.

Examen tectonique. — Tous les affleurements précédemment décrits se prolongent régulièrement vers le torrent de la Portetta. Le Trias, le Lias se dirigent également normalement vers le Torrent du Cormet d'Arèches. Les deux affleurements de conglomérats nummulitiques, 7 et 10, descendent également vers le vallon du Cormet d'Arèches, puis se rejoignent. Les grès verts 8 et le Flysch 9 restent donc suspendus en un synclinal, au-dessus de ces conglomérats.

De cette disposition des couches et de la nature du pendage résulte, dans le massif de Roche Boc, la présence d'un anticlinal de conglomérats nummulitiques 10, renversé sur le Flysch 12 en une sorte de pli en retour. D'autre part le pendage du Flysch 10 indique nettement la présence d'un anticlinal au milieu de celui-ci, anticlinal qui fait apparaître, dans la forêt de la Chaille, des conglomérats sous ce Flysch.

6. Le massif du Mont Rosset.

Le massif du Mont Rosset s'étend d'une part entre l'Ormente, d'autre part entre les torrents de la Portetta et de la Cerdosse. C'est une immense croupe,

couverte de pâturages, il est vrai assez secs. La topographie est très simple ; il n'y a guère que quelques abrupts au N.E. Le sommet du Mont Rosset s'élève à l'altitude de 2,446 mètres.

Le massif du Mont Rosset. — En remontant la rive gauche du torrent de la Portetta, on voit, après avoir traversé un large placage de Glaciaire :

1° un *calcaire cristallin*, renfermant un peu de dolomie comme il en existe aux Etroits du Ciex. C'est le Lias qui, au Nord, s'enfonce sous un manteau de glaciaire ;

2° des *conglomérats* en assises bien litées et à peu près verticales. Ils forment dans la topographie un grand mur dont la paroi occidentale est très abrupte, et se terminent après 1 kilomètre de trajet vers le N.E. ;

3° des *quartzites verts et des schistes noirs* affleurant près du coude du torrent. Cachés par du glaciaire sur un court espace, ils réapparaissent bientôt vers le Nord déterminant une légère dépression. Ces couches remontent vers le N.N.E. jusqu'à l'altitude de 2.170 mètres, après s'être épanouies en recouvrant les conglomérats précédents ;

4° des *grès grossiers* calcarifères, à microbrèches, généralement en gros bancs massifs, apparaissent vers l'altitude de 2.040 mètres au bord du torrent qu'ils surplombent. Ils forment dans la topographie un ressaut séparé de celui des conglomérats par la dépression des quartzites et des schistes ;

Ces couches longent les précédentes, et arrivées à la hauteur du chalet du Mont Rosset, les recouvrent dessinant sur le terrain une voûte anticlinale des plus nettes. Se prolongeant encore un peu plus au Nord, elles disparaissent à leur tour sous le Flysch qui les entoure tant à l'Est qu'à l'Ouest.

5° Ce *Flysch* est formé de calcschistes ou de plaquettes de calcaires alternant avec des schistes. Les calcaires se chargent souvent de quartz qui peut arriver à prédominer de sorte que l'on a tous les passages jusqu'aux grès légèrement calcarifères.

J'ai examiné un de ces calcaires au microscope.

Il est bleu, gréseux. Les surfaces altérées prennent une teinte jaunâtre, et sont rugueuses par suite de la mise en relief des grains de quartz. Le microscope montre la calcite largement cristallisée, des petits grains de quartz détritiques dont quelques-uns seulement sont à contours amiboïdes. Ils sont en général isolés. A noter la présence d'une tourmaline. Dans une autre roche au contraire les quartz s'assemblent et forment des plages où les grains de quartz s'intriquent les uns aux autres.

Le Flysch forme toute la montagne du Rosset, comprise entre le torrent de la Portetta, la Cerdosse et l'Ormente. Au Sud, il longe le flanc oriental des grès grossiers, des conglomérats et du Lias, de sorte que la nature anticlinale de ces dernières roches est très nette. Le Flysch constitue, notamment aussi, les escarpements qui dominent les chalets d'Aval et qui se trouvent à l'Ouest du sommet du Mont Rosset.

Dans cette masse il existe cependant des traînées de microbrèches gréseuses. Il en est, en particulier, une assez importante qui commence aux chalets du

Mont Rosset et s'étend assez loin vers le N.E., passant à l'Est du sommet de la montagne. J'y ai observé une charnière anticlinale. Il est donc très probable que ce sont les grès grossiers microbréchoïdes de la base du Flysch qui réapparaissent ici, perçant le Flysch. D'une façon générale on peut remarquer que ce dernier est de plus en plus schisteux de l'Ouest à l'Est et de même en s'écartant de la base de la série stratigraphique. A constater également que quelquefois les schistes sont satinés.

Sur le flanc occidental le *pendage des terrains* est en général moins élevé, 20 à 30°, que sur le flanc oriental, 40 à 60°. Cela est peut-être dû au balancement des couches. Il est généralement dirigé vers le S.E. Toutefois les conglomérats sont à peu près verticaux et à l'Est de ceux-ci, sur environ 500 mètres de largeur, le Flysch plonge à l'Ouest : phénomène identique à celui que j'ai observé dans le massif de Rocheboc.

Le bord oriental. — Au S.E. du massif du Mont Rosset dans le Bois Borgne, un affleurement de Houiller représente le bord de la nappe du Briançonnais chevauchant le Flysch.

Le bord occidental. — Les vallons de la Portetta et de la Cerdosse encombrés de glaciaire et d'alluvions ne permettent pas ainsi d'examiner entièrement le bord occidental du synclinal du Roignais. Les hauteurs situées à l'Ouest des deux torrents sont, comme je l'ai déjà montré, formées par les quartzites du Trias. A l'Est de ceux-ci et contre eux, sont plaqués des calcaires et des dolomies triasiques. Certaines de ces roches sont de remarquables brèches mécaniques dont on voit tous les passages avec la roche franche. La succession régulière et normale des couches est donc cachée par les alluvions des torrents de la Portetta et de la Cerdosse. Elle a certainement existé. Toutefois le faible espace qui peut être attribué au Lias et aux couches de base du Nummulitique, montre de toute évidence que ces dernières couches ont subi un écrasement.

Il y a donc eu mouvement relatif entre le massif des quartzites de la Portetta et le massif nummulitique du Mont Rosset.

Raccord avec le massif de Rocheboc. — Le Flysch du Mont Rosset est donc accidenté d'au moins deux anticlinaux, l'un percé jusqu'au Lias, l'autre seulement jusqu'aux grès grossiers de la base du Flysch. Lorsque l'on cherche à faire les raccords on voit très nettement que l'anticlinal en retour de conglomérats de Roche Boc est dans le prolongement de l'anticlinal liasique du Mont Rosset. Le Lias apparaît là par un relèvement axial vers le Nord. L'anticlinal du Flysch de Roche Boc se prolonge donc par celui de grès grossiers du Mont Rosset. Le flanc occidental de l'anticlinal est à plongement inverse dans les deux massifs. Quant à la masse de Lias et de conglomérats du sommet même de Roche Boc, elle se lamine au Nord, le long des vallons de la Portetta et de la Cerdosse où, si elle n'a pas complètement disparu, elle est du moins considérablement réduite.

7. Le massif du Roignais et de Plovezan. Cf. Pl. IX, fig. 8.

C'est l'un des massifs les plus élevés de la région. Le Roignais atteint en effet près de 3.000 mètres (2.999 mètres sur la carte au 50.000e en couleurs et en courbe de niveau, et 3.001 sur la carte d'Etat-Major). Il domine, de plus de 1.000 mètres, le vallon de l'Ormente, avec des parois abruptes et très ravinées. Avec le massif du Roignais, on quitte la région des pâturages du Sud pour entrer dans des massifs plus rocheux et mieux travaillés par les phénomènes dynamiques externes. Les couches de base du massif du Roignais sont cachées par des éboulis. Il est vrai que celles-ci forment également le flanc oriental de l'anticlinal déjà étudié du Mont Gargan et de la Pointe de la Rossa. La masse du Roignais est toute entière bâtie de Flysch qui s'étend du col de la Nova jusqu'à 300 mètres au S.E. de l'Aiguille de Plovezan. Ce sont comme toujours des calcaires gréseux bien lités, brunâtres, avec quelquefois un peu de séricite parsemée sur la surface des lits.

L'une de ces roches examinées au microscope m'a montré de la calcite largement cristallisée, très prédominante dans laquelle baignent des grains de quartz assez nombreux à contours sinueux. On y voit en outre plusieurs paillettes de muscovite sûrement détritiques, de même que des grains de tourmaline, de zircon, de magnétite. Il y a un écrasement manifeste. Un autre échantillon de calcaire gréseux d'un gris bleuâtre, est également formé de calcite largement cristallisée, à gros grains de quartz à accroissement secondaire et ne contenant comme minéraux accessoires que de l'épidote. La séricite garnit les surfaces d'écrasement.

Il y a également des calcschistes, des microbrèches et même des brèches dont les éléments sont des dolomies triasiques et des grains de quartz. Ces couches, toujours bien litées, alternent fréquemment avec des schistes noirs, finement feuilletés et presque toujours froissés.

L'épaisseur de toute la masse du Flysch du Roignais n'est qu'apparente. En effet, par un éclairage favorable on voit des pentes du Mont Rosset, qu'elle est due à une multitude de replis en accordéon formant ainsi ce que l'on pourrait appeler une accumulation tectonique de terrains, augmentant très singulièrement leur épaisseur.

Le Houiller chevauche le Flysch entre l'Aiguille de Plovezan et le Grand Châtelet. C'est ce que l'on voit d'ailleurs admirablement des pentes du Mont Rosset, grâce à un replat qui se suit à la limite des deux terrains et qui rend encore plus sensible le contraste entre le Flysch feuilleté et le Houiller plus massif.

8. Région de la Pointe Leisette et de la Torche. Pl. I, fig. 1.

Au N.E. du Roignais s'élèvent la Pointe Leisette (2.920 mètres), puis la Torche (2.619 mètres) qui domine de pittoresques petits lacs. Tout cela est taillé dans le Nummulitique qui fait suite à celui du massif du Roignais.

La série stratigraphique de la région comprend :

1° des *conglomérats nummulitiques*, visibles immédiatement à l'Ouest du col de la Nova. On peut les suivre tout le long du flanc oriental de la Combe de la

Nova où ils forment des escarpements très raides. Au pied du col ils reposent sur des dolomies et des calcaires triasiques. A l'Ouest du Passage Sud de la Nova la transgression du Nummulitique passe des calcaires aux quartzites triasiques jusqu'au Passage Nord.

Au Passage Sud, les quartzites, les calcaires et les dolomies sont verticaux ; les conglomérats y reposent en discordance très nette. A ce passage j'ai examiné de près ces brèches : A la base, elles sont polygéniques, ne renferment que très peu de grains de quartz. Leur ciment est calcaire. Leur teinte générale est claire, bleuâtre. Plus haut elles deviennent plus polygéniques et renferment des grains de quartz beaucoup plus nombreux. Elles sont alors brunes. Pareille remarque est à faire au col de la Nova et semble devoir s'appliquer à toute la bande de conglomérats. La différence de teinte frappe les regards même de loin. Comme elle correspond à une différence lithologique et qu'au Passage Sud de la Nova un contact brutal, même un ravinement, sépare ces deux brèches, on serait, ici aussi, tenté d'attribuer la brèche bleue inférieure au Lias et la supérieure brune au Nummulitique. En réalité le ravinement n'existe pas toujours et en d'autres points il y a passage intime, de sorte que ces deux brèches appartiennent bien à une même formation. Cette remarque n'est pas locale. Elle s'applique à toute la région. On ne verrait pas pourquoi, d'ailleurs, les brèches nummulitiques transgressives se seraient toujours déposées uniformément sur les brèches liasiques.

2° des *quartzites verts et des schistes noirs*. On les voit fort bien au col même de la Nova. A la base, les quartzites sont en gros bancs, renfermant quelquefois même des brèches. Ils supportent des plaquettes de calcaires bruns alternant avec des schistes noirs et quelques bancs de quartzites fins, verdâtres.

3° des *grès grossiers en gros bancs*, contenant parfois aussi de brèches.

Ces deux dernières couches suivent à peu près la crête de la Combe de la Nova tantôt d'un côté, tantôt de l'autre.

4° *Le Flysch*. Il possède les mêmes caractères pétrographiques qu'au Roignais. Il constitue notamment la Pointe Leisette, la Pointe Motte, la Torche. Son pendage est de 70° en moyenne vers l'Est.

A l'Est, le Flysch est chevauché par le Houiller de la nappe du Briançonnais. La limite de ces deux terrains descend du massif de Plovezan jusqu'au fond du vallon du Nant Blanc et remonte de là jusqu'au col de Leisette. Au lac d'Esola, elle change brusquement de direction se maintenant dans les parties élevées du flanc du vallon du Charbonnet. On peut ainsi la suivre jusqu'au Fort du Truc, dessinant, chemin faisant, de nombreuses sinuosités. Ce brusque changement de direction, imposé par la topographie du vallon du Charbonnet, montre que la nappe du Briançonnais ne s'enfonce vers l'Est qu'avec un très faible pendage et qu'elle recouvre une masse importante de Flysch.

9. Massif de la Terrasse et de Praina. Pl. X, fig. 10.

Je vais étudier maintenant toute la partie du synclinal du Roignais, comprise entre le Torrent du Charbonnet et le Torrent des Glaciers. C'est le massif de la

Terrasse (2.891 mètres), de Terrassin (2.832 mètres) et de l'Aiguille de Praina (2.613 mètres). Il est limité à l'Ouest par la Combe de la Nova et à l'Est par les pentes qui dominent Bourg-Saint-Maurice. Les pentes méridionales quoique assez abruptes, contrastent cependant avec les parois presque verticales qui dominent le Torrent des Glaciers.

Tout ce massif est formé par le prolongement du Flysch du Roignais dont les couches de base longent, comme précédemment, le flanc oriental de la Combe de la Nova.

Au-dessus du Flysch, comme nous le verrons, d'autres éléments apparaissent dans la région orientale comprenant l'Aiguille de Terrassin et l'Aiguille de Praina, région que j'étudierai à part.

A. — Massif de la Terrasse

J'examinerai d'abord le petit massif coté 2.096 (Petite Terrasse), situé à l'extrémité septentrionale de la Terrasse, à l'Ouest du Plan de l'Aval ; j'étendrai ensuite l'étude à tout le massif de la Terrasse ; et je terminerai enfin par des observations stratigraphiques.

Coupe du massif coté 2.096 (Petite Terrasse) au S.S.W. des Chapieux. — Les pentes qui dominent Crêt Baudin et le Plan de l'Aval, montrent du Nord au Sud :

1° des *dolomies* ;
2° du *calcaire cristallin liasique* près de Crêt Baudin ;
3° des *calcschistes* affleurant dans un petit couloir au Sud du calcaire cristallin ;
4° des *conglomérats* ;
5° des *calcschistes* très laminés ;
6° du *calcaire cristallin* liasique ;
7° des *calcschistes* très laminés ;
8° des *conglomérats* ;
9° du *Flysch* qui s'étend jusqu'à la Terrasse.

Il résulte de l'étude de cette succession de terrains qu'à un synclinal de conglomérats 4 succède au Sud un anticlinal de calcaire cristallin liasique 7.

Prolongement des différents terrains de la coupe. — *Les dolomies* 1 ne sont pas toujours visibles, étant, en grande partie, cachées par des éboulis. Elles vont de pair avec le calcaire cristallin, et disparaissent avec lui plus au S.W. Ce Trias repose sur un coussinet de Flysch, indiquant que le synclinal du Roignais, déjà en ce point, chevauche l'anticlinal de la Portetta.

Le calcaire cristallin 2, est visible au bord de la route des Chapieux. L'affleurement, très large en ce point, s'effile graduellement vers la Combe de la Nova et s'y termine vers l'altitude de 1.960 mètres.

Les calcschistes 3 et 5, qui entourent de chaque côté le *noyau synclinal de conglomérats* 4, se rejoignent en arrière de ceux-ci, au voisinage de la cote 2.096. Le synclinal se ferme donc en ce point. Au S.W. ces mêmes calcschistes s'appuient sur le coussinet de Flysch qui borde, à l'Est, l'anticlinal de la Portetta, puis s'effilent à leur tour.

Le calcaire cristallin 6 et les *calcschistes* 7 du bord du synclinal du Roignais se suivent jusque dans la Combe de la Nova, mais s'arrêtent bientôt au N.W. de la Pointe de Pralognan. Comme les terrains précédents, ils entrent en contact à l'Ouest avec le même Flysch.

Les conglomérats 8 rejoignent ceux que j'ai étudiés dans le paragraphe relatif au massif de la Pointe Leisette. J'ai montré qu'ils reposent, au col de la Nova, sur des dolomies et des calcaires du Trias, puis, un peu plus au Nord, sur des quartzites verticaux. Dans le massif de la Terrasse le repos se fait même sur le calcaire cristallin liasique et sur les calcschistes qui les surmontent. On a donc ici une idée de la discordance du Nummulitique sur les terrains secondaires.

Le Flysch 9 constitue la Terrasse qui domine de 1.300 mètres la vallée des Chapieux. A l'Ouest du sommet, un dôme noir schisteux, de position synclinale, représente peut-être les assises tout à fait supérieures de notre Nummulitique.

Les conclusions qui se dégagent de cette étude, sont que le bord occidental du synclinal du Roignais se plisse en même temps qu'apparaît, à l'Ouest, un plan de chevauchement déjà sensible par des superpositions anormales et rendu plus évident encore par le repos d'assises très différentes sur le Flysch de l'anticlinal de la Portetta.

Observations stratigraphiques. — Les *dolomies triasiques* ne présentent rien de spécial.

Les *calcaires cristallins liasiques*, d'un gris blanc, parfois d'un blanc très pur, largement spathiques sont identiques à ceux des Etroits du Ciex. Un échantillon examiné au microscope, ne m'a montré qu'une calcite incolore, translucide et très largement cristallisée, contenant de très rares grains de quartz à contours sinueux. Ces calcaires présentent, dans le massif dominant Crêt Baudin, quelques traces organiques que l'on peut rapporter à des polypiers qui ont été observés pour la première fois par Kilian et Révil [85]. Dans le couloir situé entre le calcaire cristallin de Crêt Baudin et les conglomérats, j'ai trouvé plusieurs échantillons de bélemnites dans des plaques calcaires, gris bleuâtre, appliquées contre le calcaire cristallin. L'une d'elles peut être rapportée à *Hastites* cf. *clavatus* Stahl ou *subclavatus* Voltz. Les autres sont spécifiquement indéterminables. Elles sont sans pouvoir préciser plus, de l'ancien groupe des *Megateuthis* et parmi celui-ci probablement du sous-groupe des *Rhenani*.

Les calcschistes et schistes. On peut résumer, *grosso modo*, leur succession telle qu'elle apparait dans le ravin dont il a été précédemment question :

a) des calcaires gris en plaquettes et sur les surfaces desquelles sont dispo-

sées de très nombreuses lamelles de séricite. Il y a également des schistes noirs satinés très froissés, faisant facilement effervescence aux acides ;

b) des schistes noirs avec microbrèches en fines plaquettes ; des grès calcarifères. Cette dernière roche, d'un gris brun, très écrasée, fait très légèrement effervescence aux acides. Elle montre, à la loupe, du quartz clastique et quelques lamelles de séricite, disposées sur la surface des lits. Il y également des calcaires gréseux bruns, très finement microbréchoïdes et chargés de séricite.

On remarque également des brèches d'un brun capucin. Leurs galets ont une taille allant de quelques millimètres à 2 centimètres. Ce sont en particulier des dolomies brun capucin, des calcaires gris très finement spathiques tels qu'on en trouve dans le Trias moyen, des schistes noirs, des grains de quartz dont les uns sont très gros et les autres très petits et alors très abondants. Des paillettes de mica blanc y sont, en outre, très nombreuses. Le ciment relativement peu abondant est de calcite grise à patine brune. Il est assez finement cristallisé.

Il y a des grès très écrasés. Ils ressembleraient au Houiller s'ils ne contenaient quelques rares éléments de dolomie ;

c) des schistes noirs luisants qui au sommet présentent quelques galets.

Presque certainement la partie inférieure de ces couches est soit liasique soit du Dogger. Mais l'on ne saurait dire si les schistes noirs luisants appartiennent au Lias, au Dogger ou au Nummulitique. En général les calcschistes sont les roches les plus fréquentes de cette série.

Les *conglomérats nummulitiques* présentent les mêmes caractères que précédemment. J'ai examiné au microscope l'un de ceux-ci. Il contient de très nombreux galets de dolomie gris clair en cassure fraîche et devenant jaunâtre par altération et quelques fragments de calcaire cristallin liasique. Le ciment est un calcaire cristallisé, gris foncé, qui, au microscope, se montre largement spathique, translucide et contenant quelques gros grains de quartz.

Les quartzites et les schistes noirs s'étudient bien sur la crête N.W. de la Terrasse :

Les conglomérats à leur sommet commencent à alterner avec des schistes noirs qui bientôt prédominent et renferment alors des quartzites verts. Au sommet, des brèches polygéniques et gréseuses s'y intercalent. J'ai observé une succession semblable sur l'arête occidentale de la Pointe de Pralognan. Elle est plus caractéristique, ressemblant plus à celles que l'on rencontre à la Pointe de Combavent ou au lac de l'Arcachat. Un échantillon de quartzite vert pris à l'arête occidentale de la Pointe de Pralognan montre, au microscope, un fond prédominant de quartz détritique, recristallisé, à contours sinueux s'enchevêtrant les uns dans les autres. Il n'y a donc aucun ciment. On y trouve en outre un grand mica noir, des chlorites abondantes, plusieurs tourmalines, de la magnétite, du zircon. Quelques plages de calcite largement cristallisée englobent des grains de quartz.

Un autre échantillon, pris à l'arête N.W. de la Terrasse, est formé de ces grains de quartz à contours sinueux, mais entourés de grains plus petits du

même minéral. Les quartz présentent quelques extinctions roulantes faibles. On y remarque très peu de séricite, quelques micas blancs, de la tourmaline et quelques plages de calcite.

Les grès grossiers microbréchiformes examinés à l'arête N.W. de la Terrasse se montrent en gros bancs de teinte brune. Le microscope révèle qu'il y a à peu près autant de calcite que de quartz et qu'ils renferment de la tourmaline et du rutile. Ces roches sont plus riches en silice à l'arête ouest de la Pointe de Pralognan.

Un autre échantillon, pris non loin de là, est un grès jaune compact, calcaire, microbréchiforme. Il est formé de gros grains de quartz à contours sinueux, au sein de calcite largement cristallisée et de grains de quartz plus petits que les premiers. Il y a également quelques micas blancs de la tourmaline, de l'albite fraîche de néoformation, de la pyrite.

Le Flysch présente toujours les mêmes caractères que précédemment. Il faut y ajouter cependant un métamorphisme et un écrasement en général un peu plus intenses. Ce sont toujours des calcaires bleu-noir ou gris, des calcaires gréseux bruns, des grès calcaires, des microbrèches et des schistes. J'ai examiné plusieurs de ces roches au microscope : Un *calcaire noir* écrasé pris en face du pont Saint-Antoine est formé de calcite disposée en lits ou en amygdales et présentant quelques grains de quartz. On y remarque des traces charbonneuses. Un autre échantillon est formé de calcite assez largement cristallisée mais sale. De place en place, quelques grains de quartz souvent anguleux forment quelquefois une poussière très fine. A noter un mica blanc. Un *calcaire très gréseux*, gris bleuâtre à l'intérieur, brun sur les surfaces altérées, pris à 200 mètres au S.E. du Torrent des Arouilles, montre de la calcite très largement cristallisée, de petits grains de quartz soit isolés soit disposés en nids. Il y a un mica qui paraît détritique. Les zones écrasées sont enduites de séricite. Il y a plusieurs poussières charbonneuses figurant des traces organiques.

J'ai examiné un autre *calcaire très gréseux*, mais plus grossier. Il provient de rochers qui avoisinent le torrent des Arouilles. On y distingue nettement à l'œil nu les gros grains de quartz. La roche altérée est rugueuse par suite de la mise en saillie du quartz. Au microscope on voit de gros grains de quartz, souvent assemblés entre eux, et des albites, le tout baignant dans de la calcite largement cristallisée. Les quartz ont des formes plus ou moins irrégulières, mais toujours arrondies dans l'ensemble. Ils ont de nombreuses protubérances amiboïdes, montrant qu'ils sont accrus. Souvent plusieurs grains de quartz sont assemblés. L'albite souvent très grande, toujours très belle est nettement de néoformation. On sent qu'elle a grandi où elle a pu. La calcite qui forme le ciment de la roche, a une cristallisation très large. J'ai vu dans la plaque mince un cristal de zircon et une trace organique en forme d'ellipse et soulignée par de la matière charbonneuse (fig. 28). Il y a un peu d'écrasement indiqué par des quartz éclatés, des zones de rupture et de frottement de la roche, lesquelles sont enduites de séricite.

Une *brèche assez fine* ramassée également au Torrent des Arouilles, est for-

mée de nombreux éléments dolomitiques ayant un demi-centimètre au plus. Il y a de gros grains de quartz clastiques. Plusieurs d'entre eux, souvent accolés, représentent probablement des morceaux de quartzites du Trias. Quelques galets sont formés de quartz et d'oligoclase-andésine ; la calcite y pénètre. Le ciment est une calcite chargée de nombreux petits grains de quartz à accroissement secondaire irrégulier. A remarquer de la tourmaline clastique, de l'albite secondaire, et des zones de friction nombreuses, soulignées par de la séricite et de la chlorite. Il y a aussi un peu de pyrite. Les galets des microbrèches sont en général des dolomies anguleuses, des calcaires triasiques, des quartzites, des roches cristallines altérées et dans lesquelles on ne reconnaît que du quartz, de l'albite et de la séricite, des microbrèches dolomitiques, des gros grains de quartz. Le ciment qui les réunit est généralement de la calcite à très nombreux grains de quartz comprenant en outre du feldspath et du mica.

Un *schiste*, pris au sommet de la Terrasse, roche très écrasée grise et ayant l'aspect d'un calcaire, ne fait pas effervescence aux acides. Il est presque uniquement composé de grains de quartz baignant dans de la séricite et autres matières phylliteuses ; le tout montre une texture d'écrasement. Les grains de quartz sont très allongés. Un autre *schiste* pris également au sommet de la Terrasse est une roche pesante, gris-argenté, à surface phylliteuse. La section transversale montre de nombreuses taches grises. La roche ne fait nullement effervescence aux acides. Ce qui frappe tout d'abord au microscope c'est l'écrasement intense de la roche. Le quartz amiboïde groupé ou isolé forme des îlots dans un amas de séricite lamellaire et d'allure tourmentée. Le quartz est disposé en zones allongées. Le rutile en fines aiguilles est d'une abondance extraordinaire. Il est également disposé suivant certains lits. A noter aussi quelques petites tourmalines entières, présentant toutes leurs faces. Ni les tourmalines ni le rutile ne sont écrasés. Ce qui semble montrer qu'il y a eu un métamorphisme postérieur au plissement.

Il a été précédemment question d'un *dôme noir schisteux situé au N. W. du sommet de la Terrasse*. Les roches qui le composent, ressemblent à certain Houiller. De plus elles affectent une disposition synclinale bien visible des environs des Chapieux. Aussi pouvait-on se demander si l'on avait affaire, là, à un lambeau de recouvrement. La nappe briançonnaise de Houiller se trouve en effet à proximité, à 1 kilomètre de distance seulement ; et son front actuel, s'il était prolongé latéralement, ne passerait qu'à 200 mètres du dôme. Les roches sont des schistes noirs et des grès semblables à ceux du Houiller. Mais il y a aussi des schistes noirs très pyriteux, des schistes argileux noirs, mats, très plissotés, des schistes noirs un peu chloriteux, des schistes gris, des calcaires cristallins gris en plaquettes légèrement sériciteuses, des calcaires noirs un peu gréseux. Ces dernières diagnoses ne nous permettent pas de ranger ces terrains dans le Houiller. Il faut donc les laisser dans le Flysch dont, peut-être, elles sont les couches terminales.

B. — Le Massif de l'Aiguille de Praina et de l'Aiguille de Terrassin

Dans ce paragraphe consacré au massif de l'Aiguille de Praina et de l'Aiguille de Terrassin, j'étudierai en même temps les couches qui forment le flanc méridional du Vallon du Charbonnet, celles que recouvre le Houiller de la nappe du Briançonnais ; par contre je laisserai de côté les deux anticlinaux de Cret Bettex et du Pont Saint-Antoine que j'étudierai en même temps que les régions situées au Nord du Torrent des Glaciers.

Au Nord des chalets de Praz Prainan ou Pré Priman et à l'Est de l'Aiguille de Terrassin, existe un passage non mentionné sur la carte. C'est le Passage de la Brebis qui fait communiquer, d'ailleurs assez difficilement, le vallon du Charbonnet avec la vallée du Torrent des Glaciers.

Coupe de l'Aiguille de Terrassin au Passage de la Brebis et vers la Pointe de Praina. — En suivant la crête depuis l'Aiguille de Terrassin, jusqu'au Passage de la Brebis et au delà, on observe (fig. 25) :

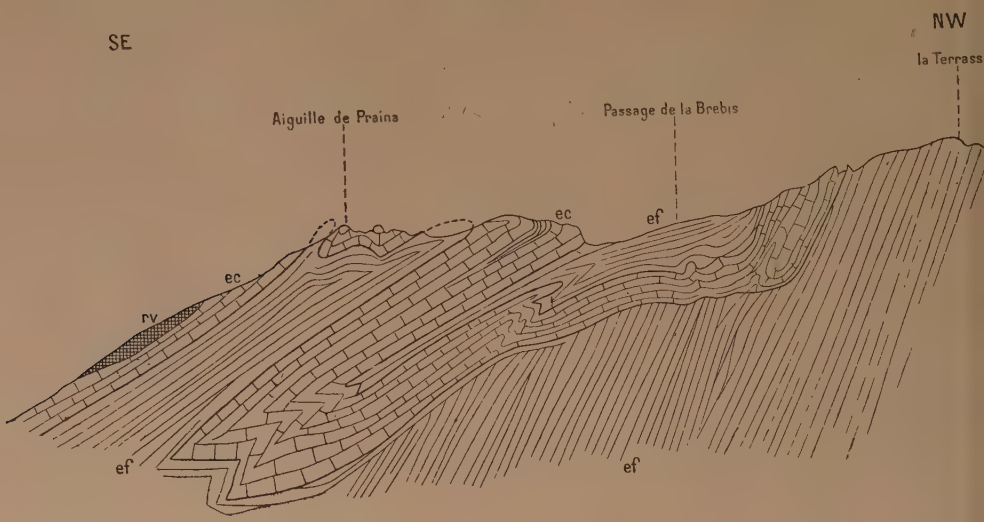


Fig. 25. — Massif de la Pointe de Praina et de la Terrasse, vue des pentes de la Clavettaz. **ec**, calcaire microbréchoïde de la base du Nummulitique de Tarentaise ; **ef**, Flysch ; **rv**, roches vertes de la zone du Petit Saint-Bernard.

1° le *Flysch* de la Terrasse ;

2° des *calcaires cristallins microbréchoïdes*, en gros bancs, gris ou noirs. La calcite est bien cristallisée et très prédominante. Elle renferme des petits éléments dolomitiques anguleux, ayant tout au plus quelques millimètres de dimension.

Il y a également des calcaires d'un gris bleu, finement spathiques et des brèches. Je n'ai pas observé de brèches ou de microbrèches polygéniques semblables à celles que l'on voit d'habitude à la base du Nummulitique. Ces couches s'observent près de l'Aiguille de Terrassin.

3° *des roches noires* qui s'étendent sur une largeur de 600 mètres environ au Passage même de la Brebis. Ce sont des schistes noirs souvent luisants et très froissés, des calcaires gris foncé ou gris clair, spathiques, à surface schisteuse, luisante, noire, irrégulière ; des plaquettes de calcaires gris très finement spathiques, alternant avec des schistes noirs, ces roches sont très abondantes ; des calcaires gris bleu, un peu gréseux, à patine brune et semblable à ceux du Flysch ; des calcaires identiques à ces derniers mais en plaquettes et à microbrèches. Toutes ces roches bien litées alternent entre elles.

On n'est pas habitué à voir en Tarentaise ces couches qui ressemblent, un peu, au Flysch noir de l'Ubaye. Nous verrons plus tard qu'elles existent à la Clavettaz, au sein du Flysch. Aussi peut-on les attribuer à ce dernier, ici écrasé.

4° un escarpement de *calcaires microbréchoïdes* avec quelques brèches semblables à celles que nous avons vues sous l'Aiguille de Terrassin (calcaire microbréchoïde 2) ;

5° des *schistes noirs*.

6° du *Flysch* écrasé dans une dépression à l'Ouest de la Pointe de Praina.

Flanc septentrional du Passage de la Brebis. — Le flanc septentrional du Passage de la Brebis, c'est-à-dire le prolongement des terrains que je viens d'analyser, s'observe très bien soit des chalets du Plan Vararay sur le chemin des Chapieux au col du Bonhomme, soit du Vallon de la Vacherie situé au Nord de Crêt Bettex (fig. 25).

Les microbrèches et les brèches 2 situées sous l'Aiguille de Terrassin, d'abord très plissotées, descendent avec un pendage de 70° vers le S.E. jusqu'à une altitude voisine de 2.600 mètres. Puis elles se dirigent vers Crêt Bettex avec un pendage très faible qui par la suite s'accentue.

A l'extrémité orientale du Passage de la Brebis et un peu au-dessous, la même bande présente quelques replis que l'on voit fort bien du passage même, puis descend jusqu'en face de Crêt Bettex où elle rejoint les calcaires microbréchoïdes 4 par une double charnière synclinale. Ces derniers, au S.E. du passage, dessinent eux-mêmes une charnière anticlinale. Cette disposition montre donc que les brèches 2 et 4, sont les mêmes, et qu'elles sont ployées en synclinal enserrant les roches noires 3 du passage de la Brebis. Ces roches noires, Flysch écrasé, sur le revers septentrional s'étranglent rapidement après avoir été pincées plusieurs fois dans les brèches et calcaires microbrechoïdes.

Tout cet ensemble synclinal repose avec un pendage moyen de 30 à 35° sur le Flysch du synclinal du Roignais dans lequel il est même enclavé. Et ce Flysch du soubassement a un pendage moyen de 75° environ vers le S.E.

A la base des brèches il y a généralement des schistes noirs, argileux, très

froissés, des calcschistes mylonitiques, des calcaires gréseux également mylonitiques. Il y a donc là un écrasement intense.

Le flanc méridional du Passage de la Brebis. — Les calcaires à microbrèches et les brèches, 2, de l'Aiguille de Terrassin descendent vers les chalets de Pré Priman, puis de là vers le chalet de Chardely, au bord du torrent du Charbonnet, formant presque toujours un bel escarpement. Au-dessus du chalet du Vaz ces calcaires, ici cristallins, gris ou noirs, microbréchoïdes, reposent sur des schistes noirs argileux, contenant quelques plaquettes de calcaires gréseux, bruns, sonores, et quelques rares quartzites verts. Et là-dessous affleurent des grès grossiers en gros bancs. On aurait donc là une série renversée semblable à celle du Nummulitique.

Les couches noires, 3, du Passage de la Brebis, très ravinées et très largement étalées au-dessus des chalets de Pré Priman, se rétrécissent considérablement au-dessus des chalets du Vaz, puis ne forment plus qu'un étroit replat jusqu'au torrent du Charbonnet.

Les calcaires à microbrèches, 4, qui supportent ces dernières couches, descendent jusqu'aux chalets de la Mairie, montrant très fréquemment des charnières anticlinales.

Situées à l'Est de cette dernière bande de microbrèches, les couches 5 et 6 de la coupe initiale, déterminent la dépression des chalets de Couchet. Dans le fond du vallon du Charbonnet, aucune charnière synclinale ne réunit, comme dans la vallée des Chapieux, les deux bandes de calcaires microbréchoïdes 3 et 4. Elle est en effet située en profondeur.

Il apparaît bien que ce synclinal du Passage de la Brebis, avec ses calcaires et ses schistes noirs, est enclavé, comme je l'ai dit, dans le Flysch nummulitique, sur lequel il repose. C'est une disposition bien remarquable et, au premier abord, bien étrange.

Coupe du massif de l'Aiguille de Praina. — Je vais reprendre la coupe du Passage de la Brebis en la prolongeant par la Pointe de Praina jusqu'à la cote 2.188. Elle montre (fig. 25) :

5° des *schistes noirs* ;

6° du *Flysch* écrasé, situé dans une dépression à l'Ouest de la Pointe de Praina. En examinant les affleurements de près, j'ai vu qu'il passait à l'Ouest sous les schistes, 5, et les calcaires à microbrèches, 4 et à l'Est sous les couches suivantes ;

7° des *calcaires cristallins, gris bleu, finement microbréchoïdes.* La microbrèche est en particulier formée de grains de quartz, de dolomie, de quelques petits micas. A noter également quelques brèches. Tout cela est bien lité et forme un ensemble massif, celui de la Pointe de Praina ;

8° du *Flysch* plaqué contre les calcaires à microbrèches, à l'E.N.E. de la Pointe de Praina ;

9° *des calcaires bleus, bien lités*, quelquefois un peu gréseux, bréchoïdes ou microbréchoïdes appuyés contre les couches précédentes. Ils descendent fort loin jusqu'aux chalets de Praina. Près de la cote 2186, un lambeau de recouvrement de roches vertes repose dessus. Sous les chalets de Praina, ils disparaissent sous une nappe de roches vertes et de schistes.

Flanc septentrional du massif de Praina. — Du point où nous avions regardé le flanc nord du Passage de la Brebis, il est facile de continuer l'examen jusqu'à l'Aiguille de Praina. On voit, alors, les calcaires à microbrèches reposer sur le Flysch des pentes abruptes de la Vallée des Chapieux. On peut s'en assurer en contournant, sans difficulté aucune, le sommet de l'Aiguille de Praina. En même temps on se rend compte que le Flysch qui apparaît là, tant à l'Est qu'à l'Ouest, appartient aussi à celui du synclinal du Roignais.

En résumé, tous les calcaires à microbrèches reposent sur le Flysch du synclinal du Roignais. En supposant que ceux de l'Aiguille de Praina et ceux qui bordent à l'Est le Passage de la Brebis soient les mêmes, on peut alors déduire, de la disposition des couches, qu'ils forment un vaste anticlinal à l'Aiguille de Praina.

Flanc méridional du massif de l'Aiguille de Praina. — Toutes les couches examinées dans la coupe de l'Aiguille de Praina, descendent obliquement vers le Torrent du Charbonnet. Le Flysch 6 de la dépression des chalets de Couchet s'effile graduellement. Les calcaires à microbrèches 7 et 8 de l'Aiguille de Praina se rejoignent à la hauteur des chalets de Couchet. Ce sont les seules modifications apportées à la distribution des affleurements.

C. — Flanc méridional du vallon du Charbonnet

Des chalets de Bagneu, jusqu'à ceux des Sagières, les pentes escarpées du vallon du Charbonnet sont formées de Flysch.

Du fond du vallon du Charbonnet, en face des chalets de la Mairy, une bande de calcaires microbréchoïdes remonte jusque sous les Deux Antoines. C'est un calcaire semblable à celui de l'Aiguille de Terrassin. D'ailleurs, ces deux calcaires se raccordent entre eux sous le Quaternaire du Charbonnet.

Des calcschistes plus ou moins gréseux que l'on peut rapporter à du Flysch écrasé, forment une large bande ravinée au-dessus de ces calcaires. Ils prolongent évidemment ceux du Passage de la Brebis.

Enfin plus à l'Est, en face de la côte 1477, un petit massif de calcaires microbréchoïdes est recouvert du même Flysch noir écrasé. C'est donc là un anticlinal qui, d'ailleurs, se trouve dans le prolongement des microbrèches de Praina et de celles qui forment un escarpement à l'Est du Passage de la Brebis. Ces deux dernières bandes sont donc bien de nature anticlinale.

En résumé dans le massif de l'Aiguille du Terrassin et de l'Aiguille de Praina, le Flysch du synclinal du Roignais, à pendage moyen de 70°, supporte une couverture formée, à la base, d'une lame de calcaire microbréchoïde, et au sommet, dans les synclinaux, d'une série schisteuse. Cette couverture est plissée, d'abord en synclinal au Passage de la Brebis, ensuite en anticlinal plus à l'Est à la Pointe de Praina. Le synclinal s'enfonce profondément dans le Flysch qui, lui-même, pénètre au cœur de l'anticlinal. Au S.E., la lame s'enfonce en terre sous la nappe des roches vertes.

Au cours de la description j'ai déjà souligné les ressemblances qui existent entre les schistes noirs et le Flysch écrasé. On peut alors supposer que les calcaires microbréchoïdes appartiennent aussi au Nummulitique dont ils seraient l'équivalent des conglomérats de la base. Il n'y a aucune preuve formelle de ces hypothèses. Je m'y arrête cependant, comme paraissant les plus probables et le mieux expliquer les choses.

D. — Les terrains au voisinage de la nappe du Briançonnais

Dans un petit ravinement situé sur la rive droite du ruisseau qui prend naissance au Roc de l'Enfer et se jette dans le Torrent du Charbonnet aux Sagières, j'ai observé, de bas en haut, la coupe suivante :

1° *gros bancs de calcaires* de teinte blanche, et formant un bel escarpement ;

2° *calcschistes noirs* contenant des plaquettes de roches semblables à celles du Flysch, et de roches à pâte plus fine. Il y a quelquefois emballés dedans de grands paquets de Flysch moins écrasé, et chose curieuse plutôt au voisinage du Houiller. Tout ce complexe est complètement laminé. On y trouve des crayons de calcaires, parties plus résistantes ayant roulé lors du laminage ;

3° *du Houiller* repose là-dessus. A sa base il est écrasé mais moins que le substratum. Je n'ai pas observé de mylonite très fine, au voisinage des deux formations.

Cette coupe montre donc, à merveille, que le contact de la nappe de l'Embrunais avec celle du Briançonnais se fait par l'intermédiaire de roches broyées et laminées avec une intensité remarquable.

Le Flysch écrasé peut se suivre tout le long du Houiller jusque bien au Sud du Blockhaus de la Platte, au-dessous duquel le Flysch passe à des schistes noirs. Je mentionnerai encore que le Flysch en question renferme parfois des bancs de brèches et de microbrèches qui viennent confirmer sa nature.

Sous le Fort du Truc et au voisinage des chalets de Plan André, il y a une série de terrains dont l'étude est très difficile parce que d'une part ils sont en une zone très écrasée et très complexe et que d'autre part les pâturages voilent la majeure partie des affleurements. La faculté d'observer étant ainsi limitée, la part d'interprétation sera très grande. Aussi les résultats ne peuvent être considérés comme certains.

Je commencerai l'étude par la région des chalets de Praina, plus facile.

Au-dessus de ces chalets, une petite bande de dolomie triasique est bordée à l'Est par un calcaire cristallin liasique ou triasique et ce dernier par des calcaires à microbrèches. Les dolomies reposent sur les roches vertes que l'on peut supposer ployées en faux synclinal dans cette série.

Les mêmes dolomies et du calcaire cristallin affleurent au Nord et au Sud de Plan André. Ce sont probablement encore les mêmes qui montent du pont du Charbonnet jusque sous le Blockhaus de la Platte. Dans ce dernier parcours, à l'altitude de 1.800 mètres, elles sont accompagnées d'une lentille de quartzites écrasés.

Sur la rive droite du Torrent du Charbonnet, sous cette lame, reposent d'abord, un calcaire cristallin liasique, puis des couches du Nummulitique et, au-dessus, des calcaires en plaquettes, des calcschistes et autres schistes avec bancs de brèches que l'on peut rapporter au Flysch.

Tous ces complexes qui viennent d'être étudiés peuvent être considérés comme des écailles arrachées à la nappe de l'Embrunais par la nappe du Briançonnais.

Les interprétations de M. Bertrand telles qu'elles sont figurées sur la carte géologique au 80.000e.

Je ne discuterai pas ici l'interprétation stratigraphique.

M. Bertrand place au passage de la Combe de la Nova et à la Pointe de Pralognan une bande anticlinale dont rien ne permet d'affirmer l'existence.

La carte au 80.000e figure au Passage de la Brebis un anticlinal ouvert jusqu'à des schistes lustrés L_t. Cet anticlinal, au Nord, rejoindrait celui de Crêt Bettex que j'examinerai plus tard. Au Sud les schistes lustrés L_t seraient remplacés par le Houiller. J'ai montré, au contraire, la nature synclinale de cet objet tectonique et j'ai montré que les schistes L_t doivent être plutôt rapportés à du Flysch écrasé. De plus je me suis assuré par un examen attentif que le Houiller en question ainsi que les deux affleurements situés plus au Sud, non seulement ne se prolongent pas en diverticules tels qu'ils sont figurés sur la carte au 80.000e, mais même qu'ils n'existent pas. Il n'y a là aucune roche qui puisse être rapportée au Houiller. La liaison entre la nappe du Briançonnais et la nappe de l'Embrunais, liaison indiquée par la carte au 80.000e, n'existe donc pas.

10. Région au Nord du Torrent des Glaciers : Massif de la Clavettaz, des Grandes Aiguilles, de la Montagne de la Seigne et vallon du Versoyen. Pl. X, fig. 11 et 12.

Le massif montagneux, compris entre le Torrent des Glaciers et les parties élevées des pentes orientales du vallon du Versoyen, correspond assez exactement, à la dernière portion du synclinal du Roignais en France. Il est l'objet du présent paragraphe où j'étudierai également la portion des anticlinaux du Pont Saint-Antoine et de Crêt Bettex, située au Sud du Torrent des Glaciers.

A l'Ouest, s'élèvent, du Nord au Sud, la Clavettaz (2.644 m.), les Grandes Aiguilles (2.860 m.), la Montagne de la Seigne (3.060 m.) et le Mont Léchaud (3.128 m.). Ce dernier est le point culminant de la nappe de l'Embrunais, au Nord de l'Isère en France. A l'Est de la Clavettaz s'ouvre le vallon de la Vacherie qui débouche en aval de Crêt Bettex. Il est séparé du Vallon du Versoyen par une chaîne montagneuse où l'on relève les cotes 2.840 mètres, 2.914 mètres, 2.860 mètres. Le col de l'Œillon fait communiquer le vallon du Versoyen avec celui des Mottets ou du Torrent des Glaciers. Le col du Breuil (ou de Broglie) permet de passer du haut du vallon du Versoyen en Italie.

Presque tout ce massif est formé de Flysch. Les couches de base du flanc occidental du synclinal, du Roignais affleurent sur la rive gauche du Torrent des Glaciers, en amont des Chapieux, jusqu'au col de la Seigne.

Le Torrent des Glaciers entame assez profondément toute la masse de Flysch si largement étendue, et montre ainsi deux anticlinaux, l'un au pont Saint-Antoine, l'autre à Crêt Bettex.

Le bord occidental. — Je vais examiner le bord occidental du synclinal du Roignais à l'aide d'une série de coupes (*Pour ce qui est en dehors de la carte géologique au 50.000e, consulter la planche VII*).

L'une d'elle faite en face des Chapieux montre :

1° un *calcaire cristallin* très largement spathique, gris clair, quelquefois un peu dolomitique ; on y distingue parfois des sections de polypiers, malheureusement indéterminables. Il est quelquefois microbréchoïde, contenant des fragments de dolomie grise dont la taille n'excède pas 1 centimètre. On y observe par place des zones siliceuses horizontales, régulières ou s'anastomosant et formées de très petits grains de quartz. Ce calcaire est un peu moins largement spathique que celui des Etroits du Ciex ou de Villette ;

2° des *calcschistes* semblables à ceux du ravin de Crêt Baudin. Ils occupent la même position stratigraphique.

3° des *conglomérats*. Ceux de la base sont de teinte plus claire que les autres à patine brune, et sont en outre moins chargés de grains de quartz ;

4° du *Flysch* en partie caché par des éboulis ;

5° quelques *schistes noirs* ;

6° de nouveau un banc de *conglomérats* semblables aux précédents ;

7° des *grès grossiers* calcarifères, microbréchiformes. Les feldspaths n'existent pas ici ; les tourmalines sont plus rares. Ils contiennent un peu de séricite. Les éléments de la microbrèche sont dolomitiques.

8° Le *Flysch* du massif de la Clavettaz.

Le bord occidental du synclinal du Roignaix présente donc ici un synclinal accessoire rempli jusqu'au Flysch et séparé du précédent par un anticlinal ouvert jusqu'aux brèches. C'est ce que nous avions déjà vu à la Petite Terrasse. Mais par suite d'un abaissement axial, le synclinal et l'anticlinal se sont complétés de termes nouveaux. Le calcaire cristallin liasique 1, les calcschistes 2, les conglomérats 3 qu'ils supportent, se terminent l'un après l'autre, un peu

en amont des Chapieux. Le contact anormal que nous avions vu à l'Ouest de la Petite Terrasse, se poursuit donc au delà du Torrent des Glaciers. La bande supérieure de conglomérats 4 et les grès grossiers 5 supérieurs à ceux-ci, se poursuivent jusqu'au col de la Seigne en un long ressaut, bien marqué dans la topographie et bien indiqué par la carte.

Dans le ravin qui descend en face des Séloges, sur la rive gauche du Torrent des Glaciers, la coupe est la suivante :

1° *schistes noirs* en grande abondance, qui, de temps en temps, renferment de petites plaquettes calcaires, semblables à celles du Flysch ;

2° *a*) *brèches* qui ne sont pas en liaison avec les couches précédentes. Celles de la base sont écrasées et prennent un aspect liasique remarquable ;

b) *brèches écrasées*, à éléments dolomitiques très nombreux. Mais il y a, dedans, des bancs de calcaires gréseux bruns tels qu'on en trouve dans le Flysch ;

c) *calcaires bruns*, gréseux, très peu bréchoïdes ;

3° *quartzites bruns*, *verdâtres*, *massifs* avec très peu de schistes ;

4° *calcaires gréseux*, *bruns*, quelquefois microbréchiformes ;

5° *calcaires gréseux alternant avec des schistes noirs*. C'est le Flysch.

Dans le ravin du torrent qui descend du col de l'OEillon, j'ai examiné la série qui se présente ainsi :

1° *schistes noirs*, *calcschistes*, contenant des plaquettes gréseuses. Je les ai considérés comme du Flysch ;

2° *des conglomérats*. A la base, ils ont un aspect liasique et contiennent des éléments surtout calcaires et dolomitiques reliés par un ciment calcaire ne renfermant que très peu de quartz. Plus haut ils se chargent de quartz et prennent un aspect nummulitique, contrastant avec celui des assises inférieures. Ces conglomérats sont en bancs massifs ;

3° *couches bien litées schisteuses* ;

4° *brèches* bien litées, alternant avec des schistes.

Dans le ravin qui aboutit immédiatement au Sud des Mottets, j'ai trouvé la série suivante :

1° *schistes noirs* calcschistes à plaquettes gréseuses : c'est le Flysch écrasé de la coupe précédente.

2° *conglomérats*, *a*). A la base sur quelques mètres de longueur il y a un calcaire cristallin dans lequel s'intrique, par passage latéral, un conglomérat à éléments calcaires, dolomitiques, à quartzites et schistes verts triasiques ; ce conglomérat est très peu gréseux.

a') Au-dessus, un conglomérat écrasé à éléments dolomitiques et calcaires, présente un aspect liasique. Une roche semblable existe au col de la Seigne.

b) Un calcaire noir avec parfois quelques éléments de brèches de taille au-dessous de la moyenne qui, plus haut, devient normale. Ces roches ont un cachet nummulitique.

b') Brèches mieux litées et alternant avec des schistes. De la base de la série au sommet, les conglomérats passent de la teinte gris bleuâtre clair à la teinte brune.

3° *quartzites bruns*, en assez gros bancs, calcaires gréseux bien lités, compacts et sonores, alternant avec des schistes noirs;

4° *calcaires gréseux* et *Flysch*.

Au col de la Seigne, en suivant l'arête qui monte vers la Pointe Léchaud, j'ai relevé la succession suivante :

1° le *Flysch* de base, formé de calcaires gréseux noirs et des schistes comme précédemment;

2° de *gros bancs de conglomérats* affleurant en particulier derrière les baraquements des douaniers italiens.

A la base un conglomérat à ciment calcaire et non gréseux rappelle les roches liasiques. Il est d'un gris clair, un peu bleuté en cassure fraîche un peu jaunâtre par altération. Un calcaire cristallin, finement spathique, cimente les galets qui comprennent des dolomies grises à patine d'un jaune clair, des calcaires dolomitiques gris ou noirs, avec de rares grains de quartz. La roche est très écrasée. Aussi les galets primitivement arrondis sont-ils très étirés suivant un même plan, parallèle à celui de la stratification; ce qui détermine une schistosité très marquée. Les surfaces de frottement sont enduites de phyllites. Ces brèches supportent un calcaire bleuâtre microbréchiforme. Sa séparation d'avec les roches précédentes paraît nette.

Puis vient un calcaire gréseux, brunâtre, microbréchiforme. Ces deux dernières couches bien litées, en bancs de 1 à 2 mètres d'épaisseur, alternent avec des schistes. La brèche inférieure forme au contraire un tout, massif, assez homogène;

3° des *quartzites verts et des schistes noirs*, à fréquents petits lits de calcaires gréseux. Les quartzites verts et les schistes noirs rappellent ceux que l'on trouve ordinairement dans le Nummulitique au-dessus des conglomérats. Ils ne leur sont cependant pas tout à fait identiques. Ils sont en effet calcarifères et présentent déjà un aspect de Flysch. Les caractères propres de ces assises, s'atténuent considérablement sans être cependant complètement effacés.

Voici l'examen de deux échantillons de ces roches : un quartzite vert grisâtre à grain très fin, un peu calcarifère et écrasé, montre au microscope du quartz complètement recristallisé à contours amiboïdes. Il y a un peu de séricite, de la tourmaline, du rutile. De ci de là quelques calcites. Un autre échantillon est formé de grains de quartz unis les uns aux autres sans interposition d'autres éléments. Les contours très sinueux du quartz s'engrènent les uns dans les autres. Les minéraux accessoires sont de la chlorite, de la tourmaline, du rutile, de la magnétite, de la limonite. La calcite toujours très largement cristallisée forme plusieurs taches englobant des grains de quartz. De la séricite enduit les plans de glissement.

Plusieurs autres échantillons examinés au microscope, m'ont toujours montré des caractères identiques;

4° des *grès grossiers et calcaires gréseux à microbrèches* et quelquefois en gros

bancs et prenant l'aspect de ceux de la Combe de la Nova ou du Mont Rosset. Il y a également un rudiment de conglomérats semblables à ceux de l'anticlinal du lac de l'Arcachat. Mais ici l'ensemble est plutôt lité et les roches alternent avec des schistes, ce qui n'existe pas dans les cas précédents. Il y a un effacement très marqué des caractères lithologiques, rapprochant ainsi ces couches de celles du Flysch.

5° Le *Flysch* formé de calcaires gréseux, micacés, noirâtres, quelquefois microbréchoïdes. Ils sont en fines plaquettes. Il y a des calcschistes, sortes de calcaires très écrasés. Il y a enfin également des schistes noirs et toutes les autres roches du Flysch de la Montagne de la Seigne.

J'ai examiné très attentivement les brèches, au Sud du col de la Seigne, au point où le pied de l'escarpement qu'elle forme est à l'altitude de 2.410 mètres. J'ai retrouvé là des brèches calcaires identiques à celles du col de la Seigne. Elles présentent aussi un aspect liasique très remarquable ; mais au sommet elles passent à des brèches à ciment calcaire, bleuâtre, un peu gréseux, brèches à gros éléments et qui renferment des bancs de calcaires gréseux, semblables à ceux du Flysch ; ce qui semble montrer que ces brèches à aspect du Télégraphe, doivent être rapportées au moins en partie au Nummulitique.

Vallée du Torrent des Glaciers en aval des Chapieux. — La Vallée du Torrent des Glaciers, en aval des Chapieux, est presque entièrement creusée dans le Flysch qui laisse apparaître deux anticlinaux de roches plus anciennes, l'un près du Pont Saint-Antoine, l'autre près de Crêt Bettex. Je vais examiner ici chacun de ces anticlinaux.

L'anticlinal du Pont Saint-Antoine. — Au Pont Saint-Antoine un anticlinal s'ouvre très profondément. On peut en observer de bonnes coupes dont en voici une prise sur la rive gauche du Torrent des Glaciers, dans le Flanc S.E. :

1° *quartzites* du Trias ;

2° *dolomies et calcaires* triasiques ;

3° quelques *calcaires cristallins microbréchoïdes*, à cristallisation moins large que celle du Lias. Leur position stratigraphique est douteuse ;

4° *conglomérats* : brèche à ciment calcaire, gris foncé, finement cristallin, à galets de roches liasiques, triasiques, cristallines et cristallophylliennes ;

5° *schistes noirs* très finement feuilletés ;

6° *Flysch* débutant par des assises très gréseuses, mal litées.

Toutes ces couches existent aussi dans le flanc N.W. L'anticlinal n'est donc pas faillé comme on l'a cru. Elles sont cependant très étirées.

L'anticlinal est presque droit, légèrement déversé vers le N.W. Il affleure également sur la rive droite du Torrent des Glaciers, mais avec une extension bien moindre. Il subit une élévation axiale vers le N.E. La partie supérieure axiale des conglomérats est en effet à l'altitude de 2.040 mètres sur la rive gau-

che, tandis qu'elle est à une altitude certainement inférieure à 1.900 mètres sur la rive droite.

Au N.E. et au S.W. l'anticlinal s'enfonce sous le Flysch.

L'anticlinal de Crêt Bettex. — Le second anticlinal traverse la vallée des Chapieux à la hauteur de Crêt Bettex. Il est à peu de chose près formé des mêmes éléments que ceux de l'anticlinal précédent.

Voici la succession que j'ai relevée, sur la rive gauche du Torrent des Glaciers :

1° des *quartzites* triasiques, visibles depuis les lacets les plus élevés de la route de Bourg-Saint-Maurice, jusqu'un peu au-dessous des chalets des Combes. A la base, les quartzites sont à gros grains. Au sommet, ils sont au contraire à éléments plus fins, puis deviennent noirâtres et alternent alors avec des schistes noirs ;

2° un *calcaire cristallin* affleurant sous les Combes. Il ressemble à celui des Etroits du Ciex. On pourrait donc l'attribuer au Lias, s'il n'était accompagné de dolomies grises incontestablement triasiques ;

3° des *conglomérats* qui sous les Combes ravinent magnifiquement le calcaire précédent. Mais plus au Sud ils reposent en concordance sur les quartzites du Trias, très écrasés à leur sommet. Il y a donc à la base du Nummulitique, en certains points, des ravinements, en d'autres points des décollements.

Les conglomérats, tous à ciment calcaire de teinte assez claire, sont peu gréseux et polygéniques, même à leur partie supérieure. Les éléments, jamais très grands, peuvent atteindre 5 centimètres de diamètre. Certains sont anguleux, d'autres arrondis. Ils sont formés en général par des roches du Trias.

Un calcaire cristallin gris finement spathique remplace fréquemment ces brèches. Ce sont en réalité de fines microbrèches à petits fragments de Trias. La roche n'est pas gréseuse et a une patine d'un gris bleu.

La formation en question présente des caractères intermédiaires entre ceux des conglomérats nummulitiques et ceux des calcaires microbréchoïdes du massif de la Pointe de Praina. Elle se suit depuis le Charvet et les Combes où elle constitue une voûte anticlinale s'abaissant vers le S.S.W., avec une déclivité voisine de celle du terrain ; ce qui est visible même sur place.

Les conglomérats se dirigent ensuite vers le S.W., formant un escarpement bien indiqué sur la carte, disparaissent en aval des Glinettes et reparaissent, localement, à l'établissement de bains de Bonneval ;

4° des *schistes noirs* contenant des plaquettes de calcaires gréseux bruns et quelques quartzites avec quelques brèches très polygéniques à la base au Nord des Glinettes, forment, partout, au-dessus de l'escarpement de brèches, un replat, en grande partie recouvert d'éboulis ;

5° des *calcaires gréseux*, en gros bancs de 3 mètres d'épaisseur chacun en moyenne, constituent un second escarpement en retrait sur le premier. Ils s'étendent du Plan des Tèpes jusqu'un peu à l'W. de Versoyen. *Les caractères de ces couches sont moins distincts que dans les régions situées plus à l'Ouest* ;

6° *des calcaires gréseux, des calcaires et des schistes* bien lités et passant insensiblement vers le bas aux couches précédentes.

L'anticlinal de Crêt Bettex affleure également sur le flanc droit de la vallée ; mais avec moins d'ampleur ainsi qu'il en est de l'anticlinal du Pont Saint-Antoine.

On retrouve là les mêmes roches que précédemment :

1° les *quartzites* du Trias sont bien moins développés. Ils sont presque verticaux, et ne supportent, nulle part, de calcaire ou de dolomie triasiques ;

2° les *conglomérats*, au Sud des Glinettes, reposent en discordance stratigraphique très nette et superbe sur les quartzites triasiques. Ils déterminent, ici

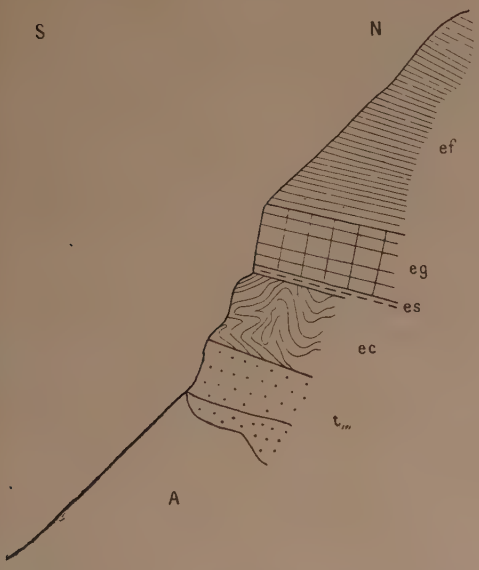


Fig. 26. — Croquis pris un peu en aval des lacets de Crêt Bettex, sur le flanc gauche de la vallée. t_{III} quartzites du Trias ; **ec** conglomérats du Nummulitique à nombreux plissements : **es** schistes noirs à quartzites verts ; **eg** assises massives de la base du Flysch ; **ef** le Flysch ; **A** éboulis.

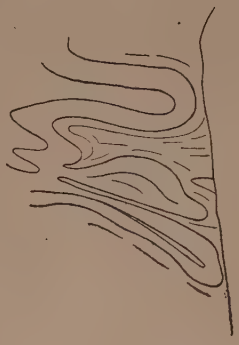


Fig. 27. — Plissements dans les conglomérats, sur la rive droite du Torrent des Glaciers en face de la Croix, près Crêt Bettex.

aussi, un escarpement qui s'étend de Bonneval jusqu'à la Croix. Je les ai observés à la cascade du ruisseau de Pra Bozon.

A la base, une brèche semblable à celle du Télégraphe et un calcaire cristallin noir présentent un aspect liasique. Il est possible que ces couches appartiennent au Lias ; mais rien ne le prouve ; on en trouve de pareilles dans le Nummulitique.

Les brèches situées un peu au-dessus sont encore un peu plus gréseuses et plus polygéniques. Plus haut elles s'enrichissent en quartz et ravinent fort net-

tement les précédentes. On peut donc être tenté de s'en servir pour séparer un Lias du Nummulitique. Mais on peut observer un grand nombre de ces ravinements au-dessus, dans l'abrupt de brèches. Et toujours entre deux ravinements consécutifs, dans chaque cas, les éléments de la brèche sont beaucoup plus gros et plus nombreux à la base qu'au sommet, diminuent de taille et de nombre vers le haut en faveur du ciment. La roche devient, alors, au sommet, un calcaire cristallin microbréchoïde, lui-même raviné par la série suivante, brusquement plus gréseuse et plus bréchoïde et devenant graduellement plus calcaire vers le sommet ; et ainsi de suite.

Ceci montre d'abord qu'il ne faut pas attacher une grande importance à ces ravinements, lorsqu'il s'agit de séparer, dans la région, le Lias du Nummulitique et ensuite qu'il y a là une répétition d'un même phénomène. Il y a chaque fois un violent apport terrigène dans une sédimentation organogène. L'apport terrigène décroît chaque fois graduellement vers le haut, de sorte que la sédimentation organogène prédomine au sommet.

Je signalerai enfin les contournements de lits très fréquents (fig. 26 et 27) dans ces brèches et qui ne sont visibles ni dans les couches supérieures ni dans les couches inférieures. Ils ne sortent pas de l'assise des conglomérats. Il y a, probablement, là, une relation entre ces plissements et les écrasements et les décollements des conglomérats de leur substratum, phénomènes que j'ai signalés plus haut.

3° des *schistes noirs* à plaquettes gréseuses et à quartzite fin, vert brun, à patine huileuse. Je les ai observés à la cascade de Praz Bozon ;

4° des *calcaires gréseux*, bruns, alternant à la base avec des schistes. Ils contiennent quelquefois des microbrèches. Les calcaires gréseux prédominent bientôt, constituent de gros bancs qui, au sommet, passent au Flysch ;

6° le *Flysch*.

Le flanc occidental de l'anticlinal est presque droit, légèrement déversé, tandis que le flanc oriental descend doucement jusqu'à Bonneval.

J'ai noté une élévation axiale dirigée vers le N.N.E. En effet, les conglomérats de la charnière sont à 1.400 mètres d'altitude au Sud du Torrent des Glaciers et à 2.140 mètres au-dessus du Charvet, de l'autre côté du torrent.

L'anticlinal a été suffisamment érodé pour laisser apparaître le Houiller que l'on a signalé à la Croix. Je ne l'ai pas vu. De récents glissements d'alluvions et d'éboulis occupent l'emplacement indiqué sur la carte géologique au 80.000e.

La masse du Flysch. — Il n'y a rien de très spécial à dire sur la masse du Flysch qui recouvre ces anticlinaux et forme toute la matière du synclinal.

Les caractères lithologiques sont les mêmes que ceux du Flysch du massif de la Terrasse. Il est à noter seulement qu'à la Clavettaz, existent les mêmes roches noires qu'au Passage de la Brebis ; et ici elles font incontestablement partie de toute la masse du Flysch.

Le pendage oscille généralement entre 60 et 70°. Le balancement des couches y est très fréquent.

Sur le flanc occidental de la Clavettaz, un banc de brèches, situé entre 1.880 et 2.000 mètres d'altitude suivant les points, affleure près du ravin des Favergettes et près de celui du Nant Blanc. Un peu au Sud du ravin des Grands Coleurs vers l'altitude de 2.080 mètres, existe un banc de calcaire spathique gris, renfermant de grands cristaux d'albite, ayant souvent plus d'un centimètre de longueur. C'est du Trias qui d'ailleurs supporte un banc de brèches. Deux anticlinaux apparaissent donc nettement dans le flanc occidental de la Clavettaz. Ils sont très étirés.

La bordure orientale du synclinal. — Le synclinal du Roignais est bordé à l'Est, par une nappe de roches vertes. J'en étudierai le contact dans la partie réservée à la description du bord externe de la nappe du Briançonnais. C'est un plan de chevauchement qui part en amont du Châtelard dans le vallon du Versoyen, passe dans les parties élevées des pentes du Combottier, puis à l'Ouest des Combettes, au haut de la cascade de Beaupré, à l'Ouest du Plan de Beaupré et au haut des abrupts qui s'étendent du Plan des Crottes au col du Breuil.

Plusieurs bandes de calcaires cristallins microbréchoïdes suivent la bordure orientale du synclinal du Roignais. L'une d'elles longe le bord de la nappe de roches vertes, laissant de temps en temps, entre elle et cette nappe, un peu de Flysch. Une autre bande, inférieure à la première, affleure au-dessus du confluent du Versoyen et du Torrent des Glaciers.

Enfin une dernière gît sous les roches vertes à l'Ouest de la Pointe de Beaupré. Le calcaire de ces bandes est identique à celui de la Pointe de Praina qu'ils prolongent d'ailleurs vers le Nord.

Le bord du synclinal n'est pas toujours facilement observable, soit que des éboulis ou la végétation le recouvrent, soit qu'il se présente en des escarpements difficiles à gravir. La coupe du col du Breuil à la Pointe du Breuil ou Mont Miravidi, permet d'examiner les choses de près.

Là, j'ai relevé la succession suivante :

1° *Flysch* de la Montagne de la Seigne. Il est formé de calcaires gréseux alternant avec des schistes noirs ;

2° un *banc de calcaire cristallin et de brèches assez écrasées*. Le contact paraît assez brutal avec les couches sous-jacentes ;

3° une *série épaisse*, formant l'escarpement qui domine le col du Breuil. Ces couches ressemblent par plusieurs de leurs traits au Flysch. Cependant on y remarquera l'absence de schistes. On y trouve des calcaires gréseux bruns, des calcaires cristallins gris et noirs et vers le sommet des brèches ;

4° des *schistes noirs* qui accompagnent généralement les roches vertes. Ces couches sont très différentes de celles qui sont au-dessous. Le contact est brutal, très net, mais sans écrasement très apparent. On remarquera que les brè-

ches sous-jacentes ne renferment pas de roches vertes mais seulement des éléments triasiques ;

5° des *roches* vertes ;

6° de la *serpentine* accompagnée d'amiante.

Le bord de la nappe de l'Embrunais peut encore être bien étudié dans la partie élevée du ravin de l'Epelettaz.

La coupe est la suivante :

1° *calcaire compact avec brèches typiques* ;

2° *calcaire bien lité* avec zones gréseuses ;

3° *schistes noirs* de la nappe des roches vertes. Leur contact avec le substratum est très brutal, très tranché. Cependant, il n'y a pas là, de même que sur l'arête du Miravidi, d'écrasement très apparent.

Les couches de la nappe de l'Embrunais ont au bord oriental un plongement très faible, phénomène en relation avec l'avancée de la nappe peu inclinée de roches vertes. Ceci est bien visible depuis le col du Breuil jusqu'à Bonneval.

L'étude montre donc qu'au Nord du Torrent des Glaciers, le synclinal du Roignais est encore très large et qu'il est graduellement réduit vers la frontière italienne, par le recouvrement de la nappe des roches vertes. Il est accidenté de deux grands anticlinaux, au Pont Saint-Antoine et à Crêt Bettex, et de nombreux anticlinaux à son bord occidental.

Ce sont sur ces derniers plissements marginaux qui percent en quelques points le Flysch, que s'est porté tout l'effort orogénique qui n'a pu vaincre la résistance offerte par le massif de la Pointe de Mya et par les autres régions plus externes. Ils ont été alors très étirés. Le synclinal du Roignais, lui-même, s'est décollé. Il chevauche à l'Ouest des unités tectoniques plus externes par l'intermédiaire d'un coussinet de Flysch écrasé.

A l'Est, des bandes calcaires, prolongent celles du massif de la Pointe de Praina.

L'examen de l'ensemble de la stratigraphie, d'après les différents affleurements (vallon des Chapieux, anticlinaux du Pont Saint-Antoine, de Crêt Bettex et les bandes de calcaires de la bordure orientale du synclinal), montre que les conglomérats sont de moins en moins polygéniques vers l'Est, en même temps que leurs éléments diminuent graduellement de taille et de nombre, de telle sorte qu'au bord de la nappe de roches vertes, ils sont remplacés par des calcaires cristallins légèrement microbréchoïdes, en supposant, comme dans l'étude du massif de Praina, que ces derniers appartiennent aussi au Nummulitique.

CHAPITRE IV

STRATIGRAPHIE

La description géologique a montré dans la nappe de l'Embrunais la superposition suivante des terrains :

1° Anthracolithique.

2° Trias.

3° Lias uniquement représenté par du calcaire cristallin.

4° Calcschistes probablement du Dogger et pouvant débuter par des conglomérats à énormes blocs de roches. A Villette, des dolomies et des brèches occupent la position stratigraphique de ces calcschistes ;

5° une formation très puissante comprenant de bas en haut :

a) des conglomérats très épais ;

b) des schistes noirs à quartzites verts et à plaquettes qui m'ont fourni des chondrites ;

c) des grès grossiers en gros bancs massifs ;

d) une épaisse série de calcaires gréseux et de calcschistes et de schistes.

J'ai attribué toute cette formation, 5, au Nummulitique.

Je vais reprendre, maintenant, chacun des termes de la série et tâcher de justifier les attributions précédentes.

I

ANTHRACOLITHIQUE

Historique.

Il y a très peu de chose à dire sur l'Anthracolithique de la nappe de l'Embrunais. On doit à Alph. Favre [43] quelques renseignements sur la présence de schistes argileux noirs renfermant quelques traces d'anthracite près des Chapieux (t. III, p. 221).

Les affleurements de la montagne de la Bagnaz ont été découverts par J. Révil [96]. Les autres lambeaux ont été discernés par M. Bertrand [101].

A. — Carbonifère.

Subdivisions. — Il n'est pas possible d'établir de subdivisions dans le Carbonifère de la nappe de l'Embrunais. Les affleurements ne sont pas assez étendus. De plus son substratum est invisible.

Caractères lithologiques et paléontologiques. — Les roches du Carbonifère sont nombreuses et ressemblent à celles de la même formation de la nappe du Briançonnais.

Ce sont :

des *schistes noirs* dont les lits présentent à leur surface de nombreuses paillettes de mica détritique. Ils sont généralement très finement feuilletés et riches en matières charbonneuses ;

des *schistes gris brunâtre*, également finement feuilletés et micacés ;

des *grès* gris, noirâtres ou brunâtres, très micacés. Les grains de quartz sont en général assez fins ;

de l'*anthracite* que l'on trouve en particulier à l'entrée de la Combe de la Nova et à l'Ouest de la Pointe de la Rossa. On y distingue la variété stratoïde, dans quelques échantillons de la Pointe de la Rossa. Partout ailleurs ne se présente que la variété grenue, qui n'est somme toute qu'une mylonite d'anthracite et de quartz, avec un peu de mica blanc. La variété terreuse, due à l'altération des deux précédentes, s'observe en particulier dans la Combe de la Nova. Nulle part ces anthracites ne peuvent être exploités ; ils sont en trop faible quantité et trop éloignés de tout centre.

Dans tout ce Carbonifère malgré de patientes recherches et pas plus que mes prédécesseurs, je n'ai pu découvrir un seul fossile.

Epaisseur des terrains. — Le substratum du Carbonifère est invisible. Il n'est donc pas possible de connaître la puissance réelle de ce dernier. Dans la Combe de la Nova, il atteint toutefois 200 mètres d'épaisseur.

Relations avec le substratum. — Il est d'autant plus difficile de parler de relations du Carbonifère avec le substratum que celui-ci est inconnu dans la nappe de l'Embrunais.

On sait bien toutefois que dans le massif d'Hautecour près de Moutiers, le Houiller repose en concordance sur des roches cristallophylliennes très écrasées M. P. Termier [1] a étudié ces roches d'après une série communiquée par W. Kilian et il résume comme suit ses constatations : « Impression générale : Série cristallophyllienne avec des gneiss très granitiques et des zones d'amphibolites. Quel-

[1] P. Termier, Note pétrographique sur quelques roches cristallines d'Hautecour, près Moutiers (Tarentaise). *Réunion extraord. de la Soc. géol. de Fr.* du 14 au 20 sept. 1921, p. 59.

ques phyllades noirs qui sont probablement d'anciens phtanites laminés. Laminage intense ». Mais d'une part la position tectonique de ce massif ne laisse pas d'être compliquée, le massif pouvant aussi bien appartenir à la nappe de l'Embrunais qu'au bord externe de la nappe du Briançonnais ; et d'autre part la concordance des terrains n'est peut-être qu'apparente et peut fort bien être attribuée au resserrement intense des différentes assises du massif d'Hautecour.

L'âge des terrains. — Ce n'est que par l'analogie de leur constitution pétrographique et de leur situation stratigraphique avec celles des terrains dans les régions voisines, nappe du Briançonnais, ou autochtone, qu'il est possible d'affirmer l'âge carbonifère de ces sédiments.

Vu l'absence de fossiles, on ne peut savoir si tel ou tel affleurement appartient au Westphalien ou au Stéphanien. Le Westphalien et le Stéphanien existent dans la nappe du Briançonnais, le Westphalien terminal et le Stéphanien se rencontrent dans la région autochtone [1]. La présence des deux étages est donc certaine.

Caractères morphologiques et distribution géographique. — Le Houiller à une faible étendue et ne peut donc donner de caractères à une région. Facilement attaquable, homogène, il fournit des pentes douces, dépourvues de grands éboulis et se laisse facilement entamer par les torrents, comme dans la Combe de la Nova.

Le Houiller n'est connu que dans l'anticlinal de Crêt Bettex, dans celui de la Portetta et au-dessus des chalets de la Bataille.

B. — Permien.

Le Permien est très peu étendu dans la nappe de l'Embrunais. Ce sont des schistes violets ou verdâtres, très finement feuilletés, à surfaces fréquemment luisantes. Comme dans toutes les Alpes, ils ne renferment aucun fossile. Ce n'est également que par leur situation entre les quartzites triasiques et le Houiller et par leur ressemblance lithologique avec le Permien des autres parties des Alpes qu'il est possible de leur attribuer un âge.

Le Permien semble faire suite au Houiller et au Trias par passages insensibles. Souvent il est même difficile de le distinguer des quartzites écrasés du Trias.

Il est en général peu épais et très laminé, ayant été très souvent écrasé par les quartzites qu'il supporte. Je ne connais de Permien que dans l'anticlinal de la Portetta. Il en existe peut-être aussi au-dessus du Houiller de la Bagnaz.

[1] P. Bertrand, Les gisements à Mixoneura de la Région de Saint-Gervais-Chamonix. *B. S. G. F.* (4), t. XXVI, p. 381, 1 pl. 1926.

II

TRIAS

Historique.

A la fin du XVIII[e] siècle Saussure [1] observa déjà les roches que nous rapportons au Trias et sur lesquelles Coquebert [3], Verneilh [7], etc. firent de nombreuses remarques que je citerai à propos des Gorges de l'Arbonne.

Brochant de Villiers [8] et [9] apporta des idées intéressantes. Pour cet auteur il y a des gypses interstratifiés dans le terrain de transition (Cogne, Brigg) et d'autres qui ne sont que des dépôts superficiels [1] (Peisey, Allée Blanche). Il incline à penser que le gypse est un terme de passage entre les terrains de transition et les terrains secondaires. Il remarqua dans le Trias la présence de fragments de calcaire, du sel, du soufre et de la « chaux anhydrosulfatée » ; et Charpentier pense que le gypse n'est qu'une modification de cet anhydrite. Quant aux cargneules, Brochant de Villiers les confond avec des tufs récents. Pour Buckland [10] aussi, les gypses font partie des terrains de transition. Quant à Bakewell [11] (p. 418, vol. II) il croit pouvoir classer, dans le *red marl* d'Angleterre, c'est-à-dire dans le Permien, les calcaires et les calcaires magnésiens associés au gypse et au sel en Tarentaise.

Sismonda [16], suivant l'exemple d'Elie de Beaumont, range notre Trias dans le Jurassique supérieur. Le gypse serait une transformation des calcaires par des émanations sorties de la profondeur.

Pendant l'époque de l'influence de Petit-Cœur le Trias suivit le sort des autres terrains et fut considéré soit comme de l'Anthraxifère soit comme du Jurassique, etc.

On sait que Fournet [2] découvrit en 1843 le Trias dans les Alpes occidentales et que plus tard [25] il étendit sa découverte à un grand nombre de points des Alpes. Ce qui n'empêcha pas Sc. Gras [30] de ranger encore ce terrain dans l'Anthraxifère et de Mortillet [33] dans le Lias.

Et il est à signaler, en passant, que Fournet, l'auteur de la découverte du Trias crut reconnaître des *couches siluriennes* dans les dolomies et les quartzites du massif de la Pointe de Mya. Ainsi, dit-il [39] : « En revenant de là, sur le côté français, au Chapiu, je trouve d'autres assises qui ne sont pas indiquées sur la carte de M. Favre mais dont il est aisé de reconnaître la teinte blanche, le caractère finement saccharoïde qui leur donne l'aspect dolomitique ; il suffit pour cela d'en piquer au vif la croûte superficielle, jaunie et rendue terreuse par l'action de l'air ; leurs plaques minces, dressées, presque debout, inclinant faible-

[1] Si les conclusions sont en partie erronées, il n'en reste pas moins que ces observations sont très réelles et correspondent aux bavures du Trias.

[2] Fournet (J.), Note sur le développement du Muschelkalk dans les parties sud-est et sud-ouest de la France. *Annales Soc. d'agr. et d'Hist. nat. de Lyon*, t. VI, séance du 20 janvier 1843.

ment au S.E. constituent la paroi verticale de la rive droite du val du Glacier et avec leur direction Hor. 3, elles semblent s'élever vers le col de la Seigne, ce qui s'accorderait avec quelques détails de Saussure. Etant en outre accompagnées de feuillets pétrosiliceux nacrés, de lames de quartz, elles doivent faire partie du système silurien, bien plus que du groupe jurassique, qui le long de l'autre rive paraît venir buter contre elles en stratification discordante ».

C'est Favre [34] le premier qui étendit la notion du Trias de Fournet à notre région près des Chapieux et au col de la Seigne.

Désormais le Trias a définitivement droit de cité ; si bien même que Ch. Lory [42 et suiv.] rangea tous les terrains de la nappe de l'Embrunais dans ce groupe d'étages qui comprenait alors :

un *étage inférieur*, celui des *grès et quartzites* qui sont très puissants dans la crête du Grand Fond et aux Chapieux ;

un *étage moyen*, celui des *calcaires de l'Esseillon*, avec les calcaires du détroit du Ciex, des Chapieux, du Cormet, qui sont en réalité liasiques ;

un *étage supérieur*, celui des *schistes lustrés*, avec couches subordonnées de brèches, de calcaires, amas de gypse, cargneules, etc. Ch. Lory y place tous les schistes lustrés de la Tarentaise, les assises de calcaires plus ou moins micacés, les brèches de la Tarentaise, toutes couches qui, pour la plus grande partie, doivent être rangées dans le Nummulitique.

Quant aux amas de gypse ou d'anhydrite, avec les cargneules et les schistes spéciaux souvent bariolés, verts ou rouges qui les accompagnent, il les considère comme intercalés à un niveau quelconque de la série triasique.

Zaccagna garda longtemps jusqu'en 1902 ces idées erronées, bien après que Kilian et Révil [84, 85] et M. Bertrand [98, 101] eurent établi la stratigraphie et ramené le Trias à ses justes proportions.

Le Trias est le terrain le plus important au point de vue tectonique. Ses faciès particuliers, quartzites, dolomies sont partout bien reconnaissables. De plus il est presque toujours le plus ancien. Il facilite ainsi grandement la connaissance de la stratigraphie et de la tectonique.

Subdivisions.

On peut subdiviser le Trias de la façon suivante :

1° quartzites ;

2° couches de passage ;

3° calcaires, dolomies, gypses et cargneules ;

4° cargneules et schistes.

On ne reconnaît pas partout toutes ces subdivisions. Telle ou telle couche peut être supprimée. En certains points, n'affleurent que des cargneules, en d'autres, du gypse, ailleurs des dolomies.

Ces subdivisions ne valent que pour la partie interne de la nappe de l'Embrunais. Dans toute la région externe, le Trias moyen est remplacé par des schistes siliceux et le Trias supérieur prend le faciès de dolomies spéciales avec des schistes bariolés.

Caractères lithologiques.

Les quartzites. — Les quartzites sont à la base de la série triasique. Très épais en particulier dans l'anticlinal de la Portetta, ils se débitent en gros bancs réguliers ou en lits plus petits. La roche se fragmente en blocs anguleux, à arêtes vives, à faces planes. Leur teinte claire, grise ou gris verdâtre, peut quelquefois devenir plus sombre.

Les quartzites de la base sont à gros grains, à galets de quartz rose et vert et à quelques feldspaths. Ils passent insensiblement à des quartzites fins, toujours plus colorés et à plus gros grains que ceux de la nappe du Briançonnais.

Très fréquemment des schistes verts, gris, ou violacés forment, au milieu de ces roches, de longues bandes que l'on peut confondre avec du Permien. Ce sont des schistes à surfaces luisantes. L'examen de leur tranche montre qu'ils renferment une très grande quantité de quartz. Le microscope indique en outre que la roche est une mylonite dont la nature est soulignée par des dispositions amygdalaires, des étirements et la torsion des éléments entre lesquels la séricite s'allonge en filasse. Le minéral le plus abondant est bien le quartz avec amandes de quartzites qui montrent que ces roches sont bien plus probablement triasiques que permiennes.

Très fréquemment les quartzites deviennent noirâtres au sommet.

Les couches de passage des quartzites aux dolomies et aux calcaires. — Les couches de passage des quartzites aux dolomies ne se voient pas partout. Je ne les connais qu'aux environs des Chapieux : massif de la Pointe de Mya, Combe de la Nova, anticlinal de Crêt Bettex.

Voici quelques coupes montrant leur aspect :

A l'entrée de la Combe de la Nova on trouve :

1° des quartzites du Trias dont la partie supérieure est écrasée ;

2° des schistes verts ou gris satinés, ne faisant pas effervescence aux acides. Ils alternent avec de petits bancs dolomitiques de 2 à 5 centimètres d'épaisseur. Le total a une puissance de 8 mètres environ ;

3° des dolomies noires, en petits bancs de 2 à 5 centimètres d'épaisseur. Ailleurs, un point situé à l'Ouest du Torrent de la Combe de la Nova, m'a montré entre les quartzites et les dolomies du Trias, 5 mètres de schistes noirs et de dolomies écrasées.

Dans le massif de la Pointe de Mya j'ai relevé la coupe suivante :

1° des quartzites normaux du Trias ;

2° des quartzites en très petits bancs, alternant avec des schistes noirs ;

3° des dolomies jaunes alternant avec des schistes noirs ;

4° des dolomies et des calcaires.

Le total des couches de passage est de 10 mètres.

Enfin dans l'anticlinal de Crêt Bettex, la partie supérieure est formée de quartzites noirs au sommet desquels il y a alternance de schistes. Le tout, très écrasé,

est situé sous des calcaires et des dolomies triasiques. Une partie des couches de passage est supprimée.

Les calcaires et les dolomies. — Les calcaires et les dolomies du Trias forment un ensemble dans lequel il est difficile d'établir des coupures. Il est rare, en effet, d'en observer toute la série stratigraphique et cela à cause des phénomènes tectoniques. Aussi est-on obligé de grouper ces roches en une seule subdivision du Trias. Ce n'est qu'aux environs des Chapieux, dans le vallon de la Combe de la Nova et dans le massif de la Pointe de Mya, qu'il est possible d'observer une succession continue de terrains. Là en face des chalets de la Fauge, s'élèvent de gros rochers dont on voit fort bien la disposition synclinale. Au-dessus des schistes verts ou gris satinés, alternant avec des bancs de dolomies de 2 à 5 centimètres d'épaisseur, et formant les couches de passage aux quartzites, j'ai relevé de bas en haut :

1° des *dolomies noires*, à grain excessivement fin, en bancs bien réglés de 2 à 5 centimètres d'épaisseur. Le total mesure 15 mètres ;

2° des *dolomies grises*, un peu cristallines, à patine gris jaunâtre, épaisseur 15 mètres ;

3° des *calcaires et des dolomies noires*, à patine grise. Les roches sont bien litées, en bancs de 20 centimètres. Le total atteint 30 mètres. De bas en haut, j'ai récolté les échantillons suivants qui peuvent donner une idée de la composition de cette assise :

a) calcaire noir, finement spathique, à patine grise ;

b) dolomie noire, à grain très fin, à patine gris jaune ;

c) dolomie gris clair, à grain fin, à patine grise ;

d) dolomie noire, à grain fin, à patine grise ;

e) calcaire cristallin gris, finement spathique, à patine grise ;

f) dolomie grise, à grain fin ; patine gris jaune sale ;

4° *des dolomies grises ou jaunes*, à grain fin, à patine grise ou jaune, en très gros bancs.

A la partie supérieure affleurent des *calcaires finement cristallins, gris clair ou blancs*, semblables à ceux du Lias mais moins spathiques. La série 4 est très épaisse et forme la majeure partie du Trias.

Au-dessus, les cargneules terminent la succession stratigraphique.

Dans l'ensemble on peut donc distinguer :

1° des calcaires et des dolomies bien lités ;

2° des dolomies et des calcaires en gros bancs qui, à leur partie supérieure, renferment des calcaires cristallins blancs ou gris, semblables à ceux du Lias et dont ils ne diffèrent que par une cristallinité un peu moindre. D'autre part des calcaires identiques existent dans le Lias, si bien que les confusions ont été très fréquentes surtout que ceux du Trias sont parfois microbréchoïdes. La cristallinité est donc un caractère lithologique insuffisant. Dans la coupe de la Fauge ils sont incontestablement triasiques puisqu'ils supportent normalement des cargneules. De tels calcaires affleurent encore dans l'anticlinal de Crêt Bet-

tex, dans celui du Pont Saint-Antoine, dans le massif de la Pointe de Mya. En ce dernier point notamment ils ont été confondus avec ceux du Lias. Mais là en particulier, des dolomies y sont intimement liées de telle sorte qu'il n'est pas possible de les en séparer stratigraphiquement. Ces calcaires se présentent au microscope, comme formés de *calcite*, *translucide*, *bien cristallisée*, en cristaux généralement peu étendus et bien délimités.

Les calcaires triasiques, quels qu'ils soient, sont en général assez rares. Généralement n'affleurent en effet en Tarentaise que des dolomies grises ou jaunes. Les dolomies sont très fréquemment réduites à l'état de brèches tectoniques dont on peut voir tous les passages avec la roche normale, notamment dans le vallon de la Cerdosse. Il y a là une dolomie grise fendillée, débitée en nombreux fragments encore en place mais dont les fissures sont comblées d'une dolomie plus claire. Il y a tous les passages entre cette dolomie simplement fissurée et les belles mylonites que l'on y observe, toutes formées de fragments de la roche disposés en tous sens et baignant dans une abondante dolomie plus claire.

Le microscope montre que les dolomies sont toujours très finement et entièrement cristallisées et qu'elles renferment très fréquemment des traces particulières, le plus souvent circulaires, et dont certaines peuvent être attribuées à des algues calcaires, telles que des diplopores.

Enfin les calcaires et les dolomies contiennent très fréquemment des cristaux d'albite généralement de petite taille. Cependant dans le Torrent des Grands Coleurs en amont des Chapieux, certains de ceux-ci mesurent plus d'un centimètre.

Des cargneules, des dolomies et des schistes terminent fréquemment la série. Il en est ainsi pour les cargneules dans le massif de la Pointe de Mya et à l'entrée de la Combe de la Nova. Les cargneules toutefois peuvent également occuper un niveau quelconque dans la série stratigraphique du Trias. Je connais les schistes supérieurs et les dolomies, sous la Petite Terrasse, au Passage de Villette et près du Bouillissoir de Tessens.

Le gypse. — Le Trias n'est très fréquemment représenté que par de grands amas de gypse, comme à Villette, dans le ravin du Nant de Tessens, au Passage de Villette, au Bouillissoir de la montagne de Tessens, dans la Combe de la Nova.

Dans le ravin du Nant de Tessens, il est très raviné et ne cesse de se mouvoir et de s'ébouler sous l'influence d'une érosion intense, exercée par les eaux pluviales.

Des entonnoirs de dissolution ou olettes, souvent très profonds abondent, dans la Combe de la Nova, au Bouillissoir, au N.E. du Quermoz, etc. Et il n'est pas rare d'observer de semblables entonnoirs perçant une épaisse couche d'alluvions ou de glaciaire, ce qui indique l'action des eaux souterraines. Mais il est certain que les eaux pluviales et la neige qui s'y accumulent, — la neige jusqu'à les remplir complètement — jouent le plus grand rôle dans leur formation. On ne comprendrait pas pourquoi, en effet, ces olettes se trouvent très nom-

breuses, très serrées, souvent même accolées les unes aux autres, en particulier aux cols et aux passages, c'est-à-dire en des points où les eaux souterraines proprement dites ont peu d'influence. D'autre part, j'ai fréquemment observé, en particulier dans la Combe de la Nova, des olettes communiquant entre elles par leur base et séparées les unes des autres par une très mince cloison seulement. S'il ne s'agissait que d'effondrements dus à une dissolution souterraine, il n'en serait pas ainsi. Il n'y aurait en effet à leur place qu'un seul entonnoir.

L'anhydrite, en se transformant en gypse près des affleurements, augmente de volume en se plissant, ce qui est d'une netteté remarquable dans la Combe de la Nova ; le gypse foisonne ainsi et bave sur les terrains adjacents, modifiant les contours tectoniques en leur donnant une apparence d'irrégularité. C'est ce dernier phénomène qui faisait penser à Brochant de Villiers que le gypse pouvait être un dépôt superficiel.

Le gypse très souvent bien lité, renferme parfois des bancs réguliers et parallèles de dolomies se débitant fréquemment en baguettes se détachant les unes des autres mais gardant toujours un parallélisme rigoureux. En d'autres cas les dolomies sont en fragments anguleux, disposés sans ordre. Le rôle que la tectonique a joué dans ces arrangements frappe toujours.

En dehors de la nappe de l'Embrunais, mais, tout près, dans les gorges de l'Arbonne les anciens auteurs ont pu faire des observations très intéressantes sur les couches gypseuses salifères. D'après Verneilh [7] : « Le sel qui s'y trouve est blanc, brillant et très pur, il est disséminé en petits morceaux de la grosseur d'une noix au plus, dans de la chaux sulfatée, souvent anhydre, d'un blanc légèrement bleuâtre, très compacte et translucide ». D'après Coquebert [3] la roche « la plus chargée de sel en contient à peu près le tiers de son poids ». Et dans le même mémoire de Coquebert [3] on trouve des renseignements fournis par le citoyen Roche : « Le sel s'y trouve sous forme solide dans une couche argileuse surmontée par une couche de pierre calcaire compacte et reposant sur une couche de gypse ». Voici donc toute une série d'observations montrant l'origine sédimentaire, primaire, indubitable de beaucoup de gypses.

Quelle place stratigraphique doit-on leur attribuer ? Les affleurements de la nappe de l'Embrunais ne permettent pas de répondre avec précision, d'autant plus que les phénomènes de gypsification et d'extravasion ont pu intervenir comme le montrent les relevés géologiques de la Combe de la Nova où le gypse se substitue brutalement aux calcaires (Mais à la rigueur on peut penser que ces deux formations seraient, là, synchroniques. Le gypse serait en lentilles dans le Trias moyen).

Partout ailleurs le gypse semble bien occuper la partie supérieure du Trias qui se termine alors généralement par quelques bancs de dolomies. Mais il est difficile de dire si ces derniers gypses débutent déjà dans le Trias moyen.

Je mentionne encore ici les **cargneules mylonitiques**. Les unes proviennent de l'écrasement des dolomies, sans qu'il y ait mélange d'autres roches. D'autres, spéciales en particulier au plan de charriage de la nappe de l'Embrunais où elles ont un très grand développement, renferment des morceaux anguleux de quartzites, de schistes verts et violets, de dolomies et de calcaires triasiques, de fragments de calcaires cristallins liasiques, de calcaires du Flysch. Ce sont de véritables mylonites, avec brassage d'éléments empruntés aux différentes strates de la nappe de l'Embrunais. Des mylonites tout à fait semblables s'observent au bord de la nappe des Schistes lustrés aux environs du col de la Leysse où M. E. Raguin me les a montrées. Il est des plus intéressant de constater un processus identique à la base de ces deux nappes de charriage, les principales des Alpes.

Caractères paléontologiques.

Le Trias est très pauvre en fossiles. Le microscope révèle cependant dans les calcaires, surtout dans les dolomies, des traces particulières qui dans l'une de ces roches, présentent nettement la forme de cylindres ainsi que l'indiquent les sections transversales et longitudinales, ce qui fait penser à des Algues Siphonées. Dans une autre roche enfin, la structure des diplopores apparaît certaine.

Mais très fréquemment les traces se présentent comme des cercles très rapprochés les uns des autres et ne montrant pas de sections longitudinales de tubes. Il est difficile de les déterminer.

Différences de faciès.

Dans le bord occidental de la nappe de l'Embrunais, une grande partie du Trias prend le faciès schisteux, contrastant énormément avec les faciès précédents. La localisation des schistes au bord occidental de la nappe est très saisissante. La succession stratigraphique du Trias est alors la suivante :

1° *quartzites*, en bancs très épais, et généralement d'une teinte plus foncée que les quartzites situés plus à l'Est dans la nappe de l'Embrunais ; ils sont très souvent verdâtres et à grain fin mais très grossiers et arkosiens à la base, passant ainsi à des roches qui peuvent être attribuées au Permien ;

2° *quartzites et schistes*. Petit à petit des schistes s'intercalent entre les bancs de quartzites, deviennent de plus en plus abondants et enfin prédominent à mesure que les bancs de quartzites diminuent en épaisseur et en nombre. Bientôt alors les schistes restent seuls ;

3° *schistes* gris, verts ou violets, ne faisant pas effervescence aux acides. A délits très fins, à pâte fine, très légèrement translucides sur les bords, ces schistes à surfaces satinées présentent, de temps en temps, quelques mouches de séricite. Généralement très ravinés, ils constituent des abrupts de teinte sombre. De l'hématite spéculaire y est fréquente. L'épaisseur de cette formation est de 100 mètres sous la montagne de la Bagnaz où il peut y avoir, cependant, plusieurs replis ;

4° *dolomies ou cargneules* en bancs peu épais.

Entre ces deux zones triasiques de la nappe de l'Embrunais avec ces faciès si différents, s'intercale une zone de passage, mais présentant malheureusement une succession stratigraphique incomplète, dont je n'ai observé là que les termes supérieurs qui se résument ainsi :

1° *dolomie grise fine*, légèrement cristalline, à patine jaune clair. Elle peut être remplacée par des *cargneules* ;

2° *dolomies amygdalaires*, de teinte violette ou grise ou jaune. Les dolomies deviennent jaunâtres par altération et forment, dans la roche, des amygdales séparées par des zones schisteuses colorées en rouge ou en lie de vin, plus rarement en vert. Elles ressemblent beaucoup aux calcaires du Jurassique supérieur de la nappe du Briançonnais avec lesquels on pourrait les confondre. Le faciès amygdalaire est simplement dû à l'écrasement de la roche.

Au S.W. des chalets de la Bagnaz j'ai trouvé des roches rouges, violettes ou vertes, très spéciales : Les roches rouges ou violettes sont des *dolomies* ferrugineuses, contenant une certaine proportion de silicates.

Les *roches verdâtres*, d'un vert clair, sont compactes, à patine jaune, souvent très épaisse, qui correspond à une zone de décomposition atteignant parfois plusieurs centimètres d'épaisseur. Au microscope, on se rend compte que la roche est presque entièrement formée de silicates et en particulier de micas. Des aiguilles de rutile et de la tourmaline de néoformation y sont très abondantes. La dolomie y est rare, mais cependant en quantité assez grande pour provoquer une faible effervescence aux acides et déterminer, par leur dissolution naturelle, la zone de décomposition jaunâtre.

En résumé on voit que le Trias du bord occidental de la nappe de l'Embrunais présente un faciès très particulier, que caractérise l'envahissement du Trias moyen par un faciès schisteux qui peut s'étendre plus ou moins loin jusque dans le Trias supérieur et le Trias inférieur.

Dans les Alpes, en particulier à Villarly, un faciès spécial de schistes bariolés affecte le Trias dont il occupe constamment la partie supérieure. Ce sont des schistes tantôt noirâtres, tantôt lilas et verdâtres présentant des mouchetures d'un vert clair. Leur pâte fine ne fait pas effervescence aux acides.

Ce faciès de Villarly, au moins en Tarentaise et en Maurienne, n'est pas caractéristique de la nappe de l'Embrunais comme on l'a souvent dit et écrit. J'ai montré [203] que ce faciès est plutôt spécial au bord externe de la nappe du Briançonnais et qu'il est différent de celui du bord externe de la nappe de l'Embrunais où il envahit tout le Trias moyen.

Des schistes de Villarly on peut, toutefois, rapprocher les dolomies amygdalaires à schistes rouges, que j'ai mentionnées plus haut dans la zone de passage.

Je ferai remarquer, en passant, que le faciès de Villarly est toujours accompagné de Rhétien bien reconnaissable. Il y a là probablement une relation de sédimentation. Il en est ainsi non seulement à Villarly, mais au Pas du Roc, au Morgon (dans l'Ubaye) et à Sulens.

Cette conception d'un Trias moyen schisteux, au bord externe de la nappe de l'Embrunais, paraît bien correspondre à une réalité, à condition que le Houiller qui se trouve à la base des escarpements des montagnes de la Bagnaz, soit exactement déterminé.

Les observations suivantes faites dans le Trias autochtone donnent cependant à réfléchir à ce sujet :

Au Mont Charvin un petit lambeau de terrain ressemblant au Houiller a été découvert en 1893 par P. Lory et V. Paquier. D'après W. Kilian et Révil [136] (p. 72) cet affleurement est situé au milieu des gypses triasiques. « Des schistes noirs y apparaissent non loin des quartzites du Trias. M. Paquier n'a recueilli en ce lieu qu'une empreinte végétale au sujet de laquelle M. Zeiller nous écrit : « Empreinte curieuse qui fait beaucoup plutôt songer à un moulage externe d'un sommet d'article d'*Equisetum arenaceum* du Trias supérieur qu'à un *Calamites* ». Les auteurs se demandent « d'après ce qui précède si les grès et schistes noirs du Mont Charvin ne sont pas exclusivement triasiques ».

M. M. Gignoux [1] a trouvé un exemplaire indubitable d'*Equisetites arenaceum* Jæger du Trias dans ce complexe de schistes noirs et luisants, micacés, d'aspect houiller, avec roches plus claires, argilites verdâtres ou brunâtres, grès micacés, quartzites verts ; dès lors essentiellement triasique. Il attribue le niveau fossilifère à la Lettenkohle ou au Keuper.

Dès lors on peut se demander si l'on n'a pas quelque chose d'identique en Tarentaise, quoique les gros bancs de quartzites de la base rappellent ceux du Trias inférieur.

Les preuves manquent jusqu'à maintenant pour rattacher le Houiller de la Bagnaz au Trias, aussi en resterai-je aux conceptions de M. Bertrand. Je maintiendrai donc les schistes bariolés de la Bagnaz dans le Trias moyen.

La puissance du Trias.

La puissance du Trias est très variable. Elle est fonction des actions dynamiques qui se sont exercées très particulièrement sur lui. Ce n'est donc que dans quelques rares cas, qu'il est possible de se rendre compte de son épaisseur réelle. Au Sud du Cormet de Roselend, la puissance des quartzites peut être évaluée à 200 mètres ; au Sud du chalet de la Fauge, celle des calcaires et des dolomies, de 150 à 200 mètres. Quant à l'épaisseur du Trias supérieur, il est à peu près impossible de la calculer.

Les schistes triasiques de la bordure occidentale de la nappe forment des escarpements de 100 à 250 mètres dans lesquels il y a cependant peut-être des replis.

[1] M. Gignoux, Sur un gisement de végétaux triasiques près Saint-Jean de Maurienne (Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, séance du 3 janvier 1928, p. 41.

Relations avec le substratum.

Partout où il y a un Permien discernable, soit dans l'anticlinal de la Portetta-Combe de la Nova, soit dans l'escarpement de la Croix de la Bagnaz, on constate qu'il y a passage insensible du Permien au Trias.

L'âge des terrains.

Comme dans les autres parties des Alpes, on peut attribuer les quartzites au Werfénien, la série des calcaires et des dolomies au Trias moyen, dont la partie inférieure, bien litée, peut correspondre approximativement au Virglorien. Les cargneules, les dolomies supérieures et une bonne partie du gypse peuvent rentrer dans le Keuper. Il est inutile d'insister sur ce qu'a de fragile et d'hypothétique la stratigraphie du Trias des Alpes, qui pourtant pourrait être un vaste champ d'observations pour le stratigraphe.

J'ai indiqué plus haut que, jusqu'à nouvel ordre, les schistes verts doivent être rangés dans le Trias moyen.

La sédimentation.

Je n'ai rien à ajouter à ce que l'on connaît sur la sédimentation.

Comme il y a concordance et passage au Permien, on ne peut parler ici de la transgressivité du Trias comme cela a lieu dans les chaînes cristallines. On peut, en particulier, se demander quel est le mode de dépôt des quartzites : L'absence de fossile rend la réponse difficile. Néanmoins, leur nature bien litée et la présence de galets de quartz rose et vert à leur base semblent bien indiquer des dépôts formés sous les eaux.

On sait que les calcaires et les dolomies à algues représentent une sédimentation marine plus tranquille et que le gypse et les schistes bariolés ont une origine lagunaire qui apparaît très nette dans le vallon de l'Arbonne.

Kilian et Révil [136] admettent que les schistes bariolés se sont déposés dans les mêmes conditions bathymétriques que ceux du Keuper, c'est-à-dire qu'ils sont d'origine lagunaire. Dès lors si ceux-ci existent bien au bord de la nappe de l'Embrunais pendant le Trias moyen, on aurait là à cette époque une crête géanticlinale.

Caractères morphologiques.

La morphologie que donne le Trias, est très variable suivant que l'on considère chacune de ses formations.

Les quartzites, comme dans la région de la Portetta et de la Grande Parei, quoique situés à une altitude assez élevée, ont une morphologie assez douce, parce que l'anticlinal n'a pas été suffisamment entamé par l'érosion. C'est une vaste région caillouteuse, désolée, à peu près dépourvue de toute végétation.

Mais lorsque l'érosion a agi, dans les environs du haut vallon de l'Ormente

par exemple, les quartzites forment des sommets déchiquetés (Mont Gargan, Pointe de la Rossa), arides, à parois rocheuses formées de gros blocs à angles vifs, et d'où descendent des éboulis à cailloux anguleux et à faces planes.

Dans les parties élevées seul un lichen *Lecidia geographica* Scheer (= Rhizocarpon geographicum D. C.) recouvre ces roches qu'il affectionne particulièrement. Par son abondance il permet de remarquer de loin les quartzites qui dans les parties basses sont recouverts de rhododendrons, de bruyères, de myrtilles, etc.

Les calcaires et les dolomies lorsqu'ils ont été mis en relief, sont susceptibles de former des rochers très déchiquetés, tels que ceux de la Raissaz, longue arête à crête horizontale et toute dentelée simulant une scie, mot qui n'est que la traduction de Raissaz (en patois).

Mais le plus souvent ces roches sont indifférentes à cause de la faible largeur de leurs affleurements.

Les cargneules et les gypses, par leur peu de dureté, leur altération facile, donnent naissance à des ravinements dans le vallon au Nant de Tessens, déterminent le Passage de Villette, le col de la Pointe de la Colonne Noire, le col de la Pointe Percée, le col des Meudes, le col de la Seigne, etc. Les vallons suivent en général leurs affleurements.

Les schistes triasiques forment, au bord de la nappe de l'Embrunais, toute une série d'escarpements élevés et assez ravinés.

Distribution géographique.

Les quartzites ne sont largement distribués que dans l'anticlinal de la Portetta. Il y en a également près du Cormet d'Arèches et sous la montagne de la Bagnaz, dans les anticlinaux du Pont Saint-Antoine et de Crêt Bettex.

Les calcaires et les dolomies ne sont abondants que dans la Combe de la Nova et à la Pointe de Mya.

Les gypses affleurent largement en quelques points seulement : Villette, gorges du Nant de Tessens, Passage de Villette, Bouillissoir, Torrent du Gargot, Combe de la Nova.

Quant aux schistes triasiques j'ai, déjà maintes fois, signalé qu'ils ne sont connus que sur le bord externe de la nappe.

Ailleurs les calcaires et les dolomies sont en affleurements longs et étroits.

III

LIAS

Pl. I, fig. 1.

Dans l'historique général, je me suis assez étendu pour n'avoir pas besoin d'insister, ici, sur celui du Lias, jusqu'au moment où Kilian et Révil commen-

cèrent à étudier la région. D'ailleurs dans les premières fluctuations de la stratigraphie alpine, le Lias subit le sort des autres terrains. D'autre part je citerai plus loin les trouvailles de fossiles, faites par les différents auteurs jusqu'à cette époque. En 1893 Kilian et Révil [85] mettent au point la stratigraphie du Lias auquel ils attribuent les calcaires cristallins des Etroits du Ciex, du Châtelard près de Bourg Saint-Maurice, des Chapieux où ils trouvèrent des polypiers et enfin ceux de Villette que Zaccagna [94] range, encore en 1894, dans le Trias malgré la présence de bélemnites. M. Bertrand [98, 101] suivit l'avis des deux premiers auteurs mais y plaça encore presque tout le Flysch. Kilian et Révil complétèrent ensuite leurs observations très nombreuses sur le Lias et les consignèrent dans leurs gros mémoires [121, 173].

Enfin on doit la découverte du Rhétien à Ch. Pussenot [167, 168]. Le Flysch fut en général et est encore confondu avec le Lias, c'est ce que je montrerai rapidement dans l'historique du Nummulitique.

Subdivisions.

Il n'est guère possible de faire de la stratigraphie fine dans le Lias de la Tarentaise, car d'une part les fossiles sont trop rares et trop mal conservés et d'autre part l'ensemble est lithologiquement trop homogène. A peine peut-on reconnaître, en certains points, à la base, des couches que l'on peut attribuer les unes au Rhétien et les autres au Lias inférieur.

C'est ainsi qu'une coupe relevée le long de l'arête N.W. du Passage de Villette montre :

1° du Trias :

a) cargneules ;

b) schistes rouges à amygdales de dolomie jaune ;

2° un calcaire noir fendillé, craquelé alternant avec des schistes noirs. Ces couches peuvent être attribuées au Rhétien ;

3° un calcaire noir ;

4° un calcaire cristallin gris foncé, pétri de gros bivalves de 1 cm. 1/2 à 2 centimètres ;

5° un calcaire gris à silex.

C'est ainsi qu'une coupe relevée au N.W. du chalet des Veaux montre aussi :

1° des dolomies amygdalaires à schistes lie de vin ;

2° un calcaire gris, dolomitique, contenant de très nombreuses sections de bivalves. Exposé aux agents atmosphériques, il prend une patine jaune, alors que les sections de bivalves restent bleuâtres ; c'est du Rhétien typique. Il est associé à des calcaires noirs, craquelés ;

3° un calcaire cristallin blanc.

Ces coupes permettent, en résumé, de distinguer :

1° un Rhétien ;

2° des calcaires noirs et gris ;

3° un calcaire cristallin blanc à silex.

Je vais examiner maintenant les caractères lithologiques et paléontologiques de chacune de ces assises.

Caractères lithologiques et paléontologiques.

1° **Le Rhétien.** — Il est constitué par des schistes noirs alternant avec des calcaires noirs ou bien avec des calcaires gris à bivalves, véritables lumachelles. Les calcaires noirs sont finement spathiques, scoriacés, brunissant à l'air, à calcite bien cristallisée. Les lumachelles sont des calcaires gris, dolomitiques qui prennent, par altération, une patine jaune, alors que les sections de bivalves, malheureusement indéterminables, restent bleuâtres. L'aspect de toutes ces couches ne permet pas de douter de leur attribution au Rhétien.

2° **Les calcaires gris et noirs.** — Ce sont des calcaires cristallins, gris foncé ou noirs, finement spathiques et qui renferment généralement de gros lamellibranches. Leur situation est constante entre le Rhétien et le calcaire cristallin blanc à silex, auquel ils passent insensiblement vers le haut. Les lamellibranches sont malheureusement absolument indéterminables dans les calcaires eux-mêmes. Mais j'ai eu l'heureuse fortune de les retrouver remaniés dans les conglomérats secondaires du massif du Grand Fond où j'ai pu reconnaître *Gryphea arcuata* Lk. et sa variété *obliqua* Goldf., des *Pecten*, des *polypiers*. Dans un autre galet de la même roche, j'ai trouvé un exemplaire de *Pecten Hehlii* d'Orb. Ces calcaires noirs peuvent dès lors être attribués au moins en partie au Sinémurien.

3° **Le calcaire cristallin blanc, à silex.** — Ce sont des calcaires blancs ou gris clair, en grosses masses très mal stratifiées. Ils sont généralement très largement spathiques, parfois un peu dolomitiques, parfois même un peu microbréchoïdes, avec fragments de dolomie ou de calcaire triasique, dont la taille dépasse rarement 1 centimètre. On y observe, parfois, comme à l'Est des Chapieux, des zones siliceuses horizontales, régulières ou s'anastomosant les unes les autres et formées de très petits grains de quartz. Ce calcaire est très développé aux Etroits du Ciex.

Le calcaire cristallin renferme aussi des rognons siliceux blancs, soit isolés, soit disposés en cordons très réguliers superposés les uns aux autres et soulignant ainsi l'ancienne stratification. Ces silex isolés n'ont aucune forme. Ils ne sont que très rarement en masses arrondies sans aspérités. Tout au contraire, ils sont pourvus de très nombreux diverticules et cela suffit pour montrer que ce ne sont point des galets. De plus une zone dolomitique les entoure le plus souvent. Dans la région étudiée, leur teinte est blanche ou blonde, plus rarement noire. Ces silex très caractéristiques ne se retrouvent dans aucune des autres formations de la Tarentaise. Aussi je les considère comme ayant localement la valeur de fossiles. J'en ai trouvé à l'Ouest de la Bagnaz, à l'Ouest du

passage de Villette, à l'Ouest des Molliès, à l'Est des chalets de Montgirod, dans le ravin du Nant de Tessens, au Bouillissoir, aux Chapieux, à Villette.

Examen au microscope : Les calcaires cristallins montrent une calcite très largement cristallisée, beaucoup plus que celle des calcaires du Trias auxquels ils ressemblent parfois. Il y a, de place en place, quelques grains de quartz recristallisés soit à contours très sinueux, soit présentant des formes cristallines très nettes. La pyrite est fréquente. L'albite, contrairement à ce qui a lieu dans les roches triasiques, est rare. Des plaques circulaires, plus largement cristallisées, semblent correspondre les unes à des polypiers, les autres à des bélemnites. Les débris d'échinodermes sont quelquefois reconnaissables à leur structure grillagée.

Les silex blancs sont formés de très petits grains de quartz, contenant quelques rares cristaux de dolomie le plus souvent isolés. Dans quelques échantillons, j'ai observé quelques traces circulaires faisant penser à des spicules globuleux et autres, de spongiaires.

Les silex noirs, salis par des matières opaques, montrent de nombreux grains de quartz occupant la place de spicules de spongiaires très reconnaissables à leurs sections longitudinales et transversales. Ce sont des spicules monoaxes et de tétractinillidés. Je rapporte certaines sections plus grandes et toujours circulaires ou ellipsoïdales à des spicules globuleux. De place en place, il y a des cristaux isolés de dolomie et des débris d'échinodermes. Je n'ai trouvé ces silex noirs qu'à Villette et, plus au Sud, à Plomblière-Saint-Marcel, au bord de la route nationale.

Il paraît évident que les silex blancs ne dérivent des silex noirs que par un métamorphisme un peu plus avancé qui a effacé la structure des débris organiques.

Fossiles. — Les débris organiques sont assez rares dans les calcaires cristallins. J'ai relevé la présence de *polypiers* dans les carrières de Villette, à Crêt Baudin et dans le massif de calcaire cristallin à l'Est des Chapieux. Ils se présentent toujours comme des taches plus claires, plus largement spathiques, en forme de disque en sections transversales, et de cylindre ou de cônes en sections longitudinales. Les cloisons sont très mal conservées et toute détermination est impossible. Au chalet de la Bagnaz des traces d'*encrines* sont visibles à l'œil nu J'ai mentionné dans les plaques minces des débris d'*échinodermes* et des spicules de *spongiaires*. J'ai trouvé à Villette et à l'Ouest des chalets de la Bagnaz des *bélemnites* malheureusement indéterminables. Elles sont complètement recristallisées et leur structure prismatique est tout à fait effacée. Dans ce dernier gisement elles sont assez abondantes.

A Crêt Baudin, la partie supérieure du calcaire cristallin m'a fourni *Hastites clavatus* Stahl ou *H. subclavatus* Voltz et une autre bélemnite du groupe des *Rhenani*. M. Marjollet d'Aime a trouvé dans le calcaire des Etroits du Ciex, un *Pecten*.

Variations de faciès.

Les variations de faciès du Lias sont importantes mais très localisées. On ne les trouve que dans les collines de Villette et dans le massif de l'Aiguille du Grand Fond. Partout ailleurs, le calcaire cristallin blanc, largement spathique est de règle.

Marbre de Villette. — Dans les carrières de Villette on a exploité depuis fort longtemps un marbre violet qui passe à un calcaire à grain fin, siliceux et très organogène, de teinte claire, blanche, jaune, grise, verdâtre ou rosée. Le marbre, d'un joli effet, est parsemé de taches jaunes dues à la présence de galets de dolomies et de taches blanches que forment des sections de bélemnites. Il est en bancs très épais de 1 m. 50 à 2 mètres comme l'avaient déjà remarqué Kilian et Révil. La pierre est homogène et résonne sous le marteau. Des enduits luisants séparent quelquefois ces bancs, et plusieurs d'entre eux ont certainement pris naissance par écrasement. La roche est soit compacte, fine, légèrement cristallisée, soit le plus souvent largement spathique. Les galets sont des dolomies fines, blanchâtres en cassure fraîche, mais devenant jaunâtres par altération et formant alors des creux. Ils sont de petite taille, ne dépassant jamais quelques centimètres de diamètre. Mais ils peuvent se réduire en une fine poussière parsemant la roche. Ils sont toujours bien arrondis, très rarement anguleux, quelquefois aplatis. Quelques-uns de ceux-ci sont perforés par des *pholades*. Ils sont disposés sans ordre dans la roche, occupant une position quelconque. De plus ils s'y trouvent franchement noyés, car le ciment occupe toujours un volume supérieur à celui des galets. La dolomie des galets est finement cristallisée, ainsi qu'on le voit au microscope. Elle renferme des traces circulaires probablement organiques comme on en trouve dans les dolomies triasiques ; aussi peut-on attribuer ces galets au Trias.

Le ciment de la brèche est une calcite largement cristallisée, salie par des matières opaques. Et chaque cristal est formé par un article de crinoïde ou un débris d'échinide où la structure réticulée est fort bien conservée. Mais très souvent la calcite peut devenir translucide et les débris organiques disparaissent alors, ce qui est visible même dans une plaque mince. Quelques grains de quartz, sûrement d'origine secondaire, peuvent même être inclus dans les articles d'échinodermes, ou posséder parfois des formes cristallographiques.

En somme le marbre de Villette est un calcaire à entroques, bréchoïde.

Les fossiles sont nombreux dans ce calcaire. Il y a donc des *échinides* et des *crinoïdes* dont les débris sont parfois visibles même à l'œil nu. J'ai observé aussi quelques articles de *pentacrines*. Les *bélemnites* y sont très abondantes et à tel point qu'elles arrivent à se toucher. Elles sont disposées en grand désordre. Dans un même plan on en trouve en effet des sections aussi bien transversales que longitudinales ou obliques. Jamais on ne peut détacher les bélemnites tant elles font corps avec le ciment, ce qui est dû à la recristallisation. Leur

étude est de ce fait rendue très difficile : W. Kilian et Révil [128, 173] les considèrent comme appartenant au moins à deux espèces, à en juger d'après leurs sections : une grosse forme des anciens groupes des *Paxillosi* ou des *Rhenani* et une forme plus élancée et plus mince, de dimension moyenne et assez analogue à *Belemnites elongatus* Mill du Lias moyen et à certaines espèces de l'Aalénien inférieur. Comme l'ont fait remarquer Kilian et Révil « aucune des nombreuses sections transversales ne montre de sillon, ce qui serait surprenant s'il s'agissait de Bélemnites du Dogger ou du Malm ». Brochant de Villiers [9] trouva dans le marbre de Villette un *nautile* dont on fit grand bruit à l'époque. Mgr Billet [13] y récolta également un *pecten* « coquille qui, quoique brisée dans son contour, laisse voir 12 à 15 sillons bien prononcés. Elle appartient visiblement à l'Ostrea pecten de Linné. Ce fragment orbiculaire de ce coquillage marin a près de 60 millimètres de diamètre ». Les pectens furent également observés par Sismonda en 1841 [19]. J'ai rencontré également des sections de *polypiers* et de nombreuses sections de *bivalves*.

Le marbre de Villette, avec section de bélemnite, a été retrouvé au-dessus du lac des Fées, au Nord du Cormet d'Arèches, par M. Gignoux qui a bien voulu me communiquer l'échantillon qu'il y a ramassé et qui est absolument identique à celui de Villette.

D'autres roches existent à Villette. Ce sont : 1° des calcaires un peu dolomitiques, très fins, d'un jaune verdâtre. Les sections transversales montrent de nombreuses sections de bivalves et de bélemnites. La calcite est finement cristallisée et contient des traces d'échinodermes ; 2° des calcaires roses, très fins, à cassures très franches, conchoïdales donnant des arêtes très nettes. Les bélemnites y sont fréquentes. Le microscope montre une calcite mal cristallisée, encombrée de produits ferrugineux qui dessinent quelquefois des traces de polypiers. J'ai retrouvé ces calcaires roses dans les escarpements qui dominent le lac des Fées.

Par-dessus tous ces marbres, affleure à Villette un calcaire gris foncé ou noir, à grain très fin, finement spathique et sali par des matières charbonneuses. J'y ai trouvé plusieurs fragments d'*ammonites*, fossiles que l'on n'avait pas encore signalés jusqu'ici à Villette. Mais ils sont malheureusement indéterminables.

De même que W. Kilian et J. Révil [128, 173], j'admets que toutes ces roches de Villette ne sont qu'un accident au milieu du calcaire cristallin, blanc, du type des Etroits du Ciex. Peut-être aussi, peut-on les envisager au moins en partie, comme un îlot mieux préservé du métamorphisme qui aurait laissé subsister, ici, de nombreuses traces organiques.

Les brèches du massif du Grand Fond. — A l'Est de l'Aiguille du Grand Fond, les quartzites triasiques supportent un calcaire cristallin blanc, couvert de rascles et qui n'est pas sans analogie avec le calcaire du type des Etroits du Ciex. C'est un calcaire cristallin blanc ou légèrement gris, souvent largement

spathique comme les calcaires liasiques ordinaires. Au sommet je l'ai vu passer brusquement à des brèches. Celles-ci sont en bancs massifs, bleu clair. Leurs éléments mesurant jusqu'à 20 centimètres, oscillent généralement autour de 10 centimètres. Elles renferment quelques rares galets de quartzites, des schistes, mais surtout des calcaires et des dolomies du Trias et quelques calcaires liasiques et rhétiens. Elles ressemblent étonnamment à certaines brèches nummulitiques. J'y ai trouvé des *bélemnites*, en plusieurs points, mais trop mal conservées pour pouvoir leur assigner un âge précis. Elles ont cependant un aspect liasique. Ce qui caractérise ces brèches c'est leur aspect massif et c'est aussi la petitesse de leurs éléments qui n'atteignent jamais de taille gigantesque comme dans les brèches plus récentes. Rien ne permet d'affirmer avec précision l'âge de ces brèches. Cependant le fait que les bélemnites ont un aspect liasique, que dans le massif du Grand Fond le calcaire cristallin manque le plus souvent entre ces brèches et le Trias, qu'elles passent à leur partie inférieure à du calcaire cristallin, permet de penser qu'elles sont un équivalent de ce dernier.

La puissance du Lias.

L'épaisseur du Lias est très variable suivant les points.

Le *Rhétien* possède tout au plus une dizaine de mètres d'épaisseur.

Les *calcaires cristallins* sombres, un peu plus épais, ne mesurent toutefois pas plus de quelques dizaines de mètres.

Le *calcaire cristallin gris ou blanc* du type des Etroits du Ciex est beaucoup moins bien développé à l'Ouest qu'à l'Est. Cela tient à ce qu'il y a, au bord de la nappe de l'Embrunais, un resserrement intense. Le calcaire cristallin n'y forme alors que des bandes de 20 à 50 mètres d'épaisseur.

A l'Est par contre, et surtout au bord oriental de l'anticlinal de la Portetta, le calcaire est très puissant. Il est vrai que, si parfois il y forme des masses considérables, c'est qu'il est replié comme à la Roche Janentan, à Crêt Baudin ou à Villette où il s'étale largement. J'évalue l'épaisseur primitive du calcaire cristallin de 150 à 200 mètres près de Villette et à moins de 100 mètres plus au Nord.

Relations avec le substratum.

Les relations du Lias avec le Trias ne sont pas toujours aisées à saisir, car il y a fréquemment décollement du calcaire cristallin sur son substratum ; ce qui s'explique par la différence de plasticité de ces terrains ; le Lias est assez homogène, massif, résistant, par opposition au Trias assez plastique et mobile.

Lorsque le contact est normal, comme dans le vallon de Conchette et au fond des montagnes de Villette et de Tessens, il y a passage graduel des deux formations. Presque partout dans la nappe de l'Embrunais, le passage du Trias au Lias paraît normal. Il est vrai cependant que la présence de galets de dolomie trahit un arrêt de la sédimentation entre le Lias et le Trias, révélant un ravinement entre les deux terrains, fait qui apparaît nettement dans l'anticlinal complexe de la Portetta-Combe de la Nova, *où le Rhétien, le calcaire cristallin et*

la base des conglomérats inférieurs du massif du Grand Fond, reposent successivement, directement sur les quartzites du Trias.

L'âge des terrains.

Il ne peut y avoir beaucoup de doute au sujet de l'âge des couches que j'ai attribuées au Rhétien. Leur position immédiate au-dessus des dolomies bariolées du Trias supérieur et sous des couches liasiques incontestables, ainsi que leur faciès avec les lumachelles, les calcaires scoriacés, les schistes noirs, sont des arguments très probants, étant donné tout ce que l'on sait par ailleurs de la stratigraphie alpine.

Les calcaires noirs et gris à débris de bivalves sont à placer, *grosso modo*, dans le Lias inférieur puisqu'ils renferment *Gryphea arcuata* Lmk et sa variété *obliqua* Goldf. et *Pecten Hehlii* d'Orb. Ces calcaires sont en continuité avec le Rhétien et plus haut avec le calcaire cristallin. Mais il est impossible de savoir jusqu'à quel étage ils montent dans le Lias.

Le calcaire cristallin gris et blanc du type des Étroits du Ciex et ses différentes variétés parmi lesquelles le marbre de Villette, ont fourni un certain nombre de fossiles, mais trop mal conservés pour nous donner des renseignements très précis : Ainsi les ammonites que j'ai recueillies sont méconnaissables génériquement. M. Haug pensait toutefois qu'elles ont un aspect liasique sans pouvoir préciser davantage. Seules les bélemnites, jusqu'à maintenant, nous permettent de nous rendre compte de l'âge de la formation. Kilian et Révil ont fait remarquer que les bélemnites de Villette, à en juger d'après leurs sections, sont les unes des grosses formes de l'ancien groupe des Paxillosi ou des Rhenani et les autres, des formes plus élancées et plus minces, de dimensions moyennes et assez analogues à *Belemnites elongatus* Mill. du Lias moyen et à certaines espèces de l'Aalénien inférieur. Comme l'ont fait remarquer Kilian et Révil « aucune des nombreuses sections transversales ne montre de sillon, ce qui serait surprenant s'il s'agissait de bélemnites du Dogger ou du Malm ». Il faut donc ranger le calcaire cristallin de Villette entre le Dogger et le Lias inférieur. Kilian et Révil le considèrent comme toarcien.

En résumé le calcaire du type des Etroits du Ciex est sûrement liasique et comprend probablement à la fois du Lias moyen et du Lias supérieur, sans qu'il soit possible d'être plus précis.

La sédimentation.

La sédimentation est particulièrement néritique et zoogène pendant tout le Lias avec son calcaire cristallin à entroques, ses lamellibranches, pectens et pholades, ses polypiers, ses spicules de spongiaires.

La présence de galets de calcaires et de dolomie du Trias, même dans les parties les plus élevées du calcaire cristallin, la présence de brèches dans le massif de l'Aiguille du Grand Fond, montrent qu'il y avait là, soit une dénudation sous-marine, soit, ce qui est plus probable, une émersion non loin de là. Quoi qu'il

en soit, comme le Lias est bathyal dans la zone dauphinoise et qu'il est comme je le montrerai, plus profond aussi au bord de la nappe du Briançonnais, on peut conclure que, sur l'emplacement de la nappe de l'Embrunais, régnait pendant la période du Lias une ride géanticlinale.

En général le Lias inférieur ne se distingue bien du calcaire cristallin blanc que dans la région occidentale de la nappe de l'Embrunais.

Caractères morphologiques.

Malgré son extension relativement faible, le calcaire cristallin joue un rôle dans la physionomie du pays, par son homogénéité et sa nature massive qui le rendent très résistant aux phénomènes dynamiques externes.

A Villette, comme à Saint-Jacques, il forme des collines moutonnées, très en saillie au milieu de la vallée. Elles ont été mises en relief par les glaciers quaternaires. A Villette elles dessinent un verrou.

Ailleurs le calcaire cristallin détermine des barres saillantes, des murs, des abrupts très raides : A la Roche Janentan et à Crêt Baudin il forme de puissants rochers très blancs que l'on distingue de fort loin et d'où descendent d'importants éboulis.

La couleur claire de ses rochers tranche toujours avec les teintes plus sombres du Trias ou du Nummulitique. Enfin le Lias est quelquefois couvert de rascles mais qui n'atteignent jamais de très grandes dimensions.

La surface des calcaires liasiques est soit complètement mise à nu, soit couverte de rares plantes sèches.

Répartition géographique.

Le calcaire cristallin est répandu dans toute la nappe de l'Embrunais. Ses affleurements, toujours étroits comparativement au Nummulitique, manquent toutefois en de nombreux points comme dans la région du Roignais et de la Pointe Motte, dans la région de la Pointe de l'Echelle (en partie), de la Portetta, de la Grande Parei, de la Pointe de Précettes. Je montrerai qu'il a été enlevé, là, en grande partie par l'érosion anténummulitique. Il fait également défaut en plusieurs points de la zone des imbrications (Massif de la Pointe de Mya région de Treicol). A l'érosion anténummulitique s'est ajoutée ici la suppression par laminage.

JURASSIQUE MOYEN (?) OU OOLITHIQUE INFÉRIEUR (?)[1]

DOLOMIES, BRÈCHES, CALCSCHISTES D'AGE INDÉTERMINÉ, APPARTENANT PROBABLEMENT AU JURASSIQUE MOYEN

Pl. II

Aperçu de l'Historique.

On ne s'est pour ainsi dire pas occupé des terrains dont il est fait mention dans ce chapitre. Des calcaires, à pâte ivoirine, sont déjà mentionnés il est vrai par Kilian et Révil [121] dans leur gros mémoire de 1904 sur les Alpes occidentales (p. 280-281) ; mais ils les placent à la base du Lias. En 1906 [128] ces auteurs citent entre le Lias calcaréo schisteux (en réalité le Flysch) et le calcaire cristallin de Villette : 1° des brèches à ciment et à éléments calcaires et qui présentent à la partie inférieure des sortes d'enduits lustrés, noirs violacés ou verts gaufrés, 2° des calcaires siliceux, à pâte très fine, devenant jaunâtre par altération, à cassure conchoïdale. Cette note de Kilian et Révil est reproduite, *in extenso*, dans leur gros mémoire de 1917 [173].

- C'est pour la première fois en 1912 que M. M. Gignoux [160] observa « une très mince assise, sans caractères, de schistes noirs laminés et de calcaires noirs entièrement recristallisés » entre les brèches et les quartzites, au col du Bresson et au col du Grand Fond. Il ne leur attribua aucun âge. Ces mêmes couches furent également remarquées [167-168] en 1914 par Ch. Pussenot qui les rapporta au Rhétien. Je montrerai dans ce paragraphe que toutes ces couches, contrairement à ce que pensaient les auteurs précédents, sont postérieures au calcaire cristallin de Villette et qu'il faut alors probablement les ranger, au moins en partie, dans l'Oolithique inférieur.

Certains terrains de la nappe de l'Embrunais avaient bien été autrefois attribués au Dogger. C'est ainsi que Sismonda [19, 22, 28, 38], avait cru reconnaître de « l'oolithique inférieur ». Mais il fit erreur. Car sa détermination portait sur le calcaire de Villette, proprement dit, et les schistes métamorphisés du Flysch. Chamousset [20] adopta les idées de Sismonda. Après eux, de nombreux auteurs, à la suite de M. Bertrand [98, 101] pensèrent que les schistes, calcschistes et brèches du synclinal du Roignais étaient, en grande partie, plus récents que le Lias et que par conséquent le Jurassique y était représenté. Je montrerai qu'en réalité toutes ces assises sont nummulitiques.

En résumé les attributions faites jusqu'ici à l'Oolithique étaient erronées. Et les couches que l'on pourrait attribuer à l'Oolithique comme postérieures au calcaire de Villette, étaient considérées comme lui étant antérieures.

[1] J'emploierai indifféremment les termes d'Oolithique inférieur, de Jurassique moyen ou de Dogger pour les couches immédiatement supérieures au Lias et dont il sera question dans ce chapitre.

Introduction.

J'ai montré qu'il y avait toute une succession de terrains entre le Nummulitique et les calcaires liasiques. Ces couches nouvelles ne renferment pour ainsi dire pas de fossiles. Mais comme elles sont postérieures au calcaire cristallin de Villette que l'on considère comme du Lias supérieur et comme elles sont en certains points assez puissantes et que d'autre part leurs caractères lithologiques sont assez spéciaux, il est possible — en supposant qu'il n'y a pas discontinuité de sédimentation — de penser qu'ils appartiennent au moins en partie au Jurassique moyen. Si le calcaire cristallin de Villette devait par la suite être vieilli, il est probable que la plupart des formations dont il sera question, devraient être placées dans le Lias supérieur.

En examinant les gisements, on peut aisément remarquer que d'une part à Villette, les roches en question sont spéciales à cette localité et que d'autre part dans les autres parties de la nappe de l'Embrunais elles sont remplacées par des calcschistes, sauf dans le massif du Grand Fond où se développe un complexe de brèches. J'étudierai à part chacun de ces complexes.

Caractères lithologiques et paléontologiques.

A. — Les roches supérieures au calcaire cristallin à Villette — Au-dessus du calcaire cristallin de Villette, il y a en succession stratigraphique normale :

1° des dolomies grises, fines, cristallines, contenant de très nombreux petits débris de bivalves, véritables lumachelles. Les bancs qui ont une épaisseur de 20 à 30 centimètres alternent avec des schistes noirs. Les fossiles sont très mal conservés. Je n'ai pu déterminer génériquement que des *Modiola* Il y a peut-être également des *Mytilus* Tous ces mollusques de très petite taille, atteignent à peine 1 centimètre. Les dolomies non lumachelliques qui peuvent exister, renferment de nombreux microorganismes indéterminables dont certains ont des affinités avec des *globigérinidés* ;

2° de dolomies, fines, massives, gris clair, jaunes par altération, à cassure esquilleuse, conchoïdale, ivoirine et porcelanée.

Au microscope, on y distingue des taches très nombreuses sombres, ovales ou rondes. Enfin dans l'une de ces dolomies une section de microorganisme rappelle tout à fait celle des milioles. Les cristaux d'albite sont, en outre, très fréquents.

D'après Kilian et Révil [128] ce seraient des calcaires siliceux rappelant certains marbres du Jurassique supérieur du Briançonnais. Mais ils ne font pas, comme ces derniers, effervescence aux acides et se montrent sensiblement plus durs.

Dans certaines carrières de Villette les dolomies en question reposent directement sur le calcaire cristallin liasique, sans interposition des dolomies à bivalves. Le contact est alors brutal et les dolomies sont écrasées et renferment des schistes verdâtres.

3° des dolomies fines, grises et prenant l'aspect de brèches, au moins en

grande partie, d'origine tectonique. Elles ont un cachet triasique très prononcé. Au microscope on n'y voit que de la dolomie finement spathique présentant quelquefois des taches plus sombres. D'après Kilian et Révil [128] elles passent insensiblement, vers le calcaire cristallin, à des calcaires bien lités, à patine jaunâtre, offrant une teinte bleuâtre à l'intérieur des bancs et présentant une pâte entièrement fine. Des calcaires dolomitiques et siliceux bleuâtres, à patine jaunâtre et des calcaires ivoirins, à pâte très fine blanchâtre, semblent intimement liés aux brèches avec lesquelles ils alternent et qui en contiennent d'énormes blocs. Vers leur partie supérieure, au contraire, les brèches sont associées à des schistes rouges ou violacés. Elles présentent en outre parfois un ciment rougeâtre et rappellent alors d'après W. Kilian et J. Révil (*loc. cit.*) les brèches qui supportent le Malm du Briançonnais (Queyrellin).

Toutes ces roches sont caractéristiques de Villette. Parfois ailleurs cependant, bien que rarement, quelques dolomies sont superposées au calcaire cristallin.

B. — Les calcschistes. — Le plus souvent, il n'y a, entre le calcaire cristallin et les conglomérats nummulitiques, que des calcschistes et des schistes ne formant qu'un mince niveau. Ce sont en général des calcaires bleuâtres, à patine brune. Rendus schisteux par pression, ils se débitent presque toujours en sortes de crayons ou de baguettes, montrant qu'ils ont roulé. Cela tient à ce que ces couches sont comprises entre deux assises relativement épaisses et résistantes et qui ont joué l'une par rapport à l'autre. Je n'y ai jamais trouvé de fossiles.

Il y a également, mais en assez petite quantité, des schistes noirs satinés, très froissés, faisant facilement effervescence aux acides ; des calcaires gris en plaquettes sur les surfaces desquelles sont dispersées de très nombreuses lamelles de séricite ; des grès calcarifères écrasés, d'un gris bleu, avec quelques éléments de dolomie. On y remarque aussi des microbrèches et des brèches grises, à patine d'un brun capucin. Leurs éléments ont une taille allant de quelques millimètres à 2 centimètres. Ce sont des dolomies capucin prédominantes, des calcaires gris très finement spathiques, tels qu'on en trouve dans le Trias moyen, des schistes noirs, du quartz en gros grains et en grains très abondants et très petits et, en outre, beaucoup de nombreuses paillettes de mica blanc. Le ciment, relativement peu abondant, est une calcite grise, à patine brune et assez finement cristallisée. Il y a également des grès écrasés, qui, s'ils ne contenaient quelques rares éléments dolomitiques, pourraient être confondus avec des grès carbonifères.

C. — Les conglomérats et les calcschistes du massif de l'Aiguille du Grand Fond. — Dans le massif de l'Aiguille du Grand Fond la série est beaucoup plus complète et beaucoup plus complexe que celle des calcschistes précédents et très différente de celle que l'on observe à Villette. Elle comprend :

1° Des brèches de teinte claire, gris bleu clair en général, constituent la base de la série. Les galets dont la dimension peut atteindre 20 centimètres, mais

oscille généralement autour de 10 centimètres, comprennent des quartzites, des schistes, mais surtout des calcaires et des dolomies du Trias. J'y ai trouvé quelques bélemnites.

J'ai déjà indiqué les raisons qui me font considérer ces brèches comme appartenant encore au Lias et comme pouvant être, en partie, synchroniques du calcaire cristallin.

2° *Des conglomérats à gros éléments et de teinte sombre.*

A leur partie supérieure, les conglomérats précédents prennent une teinte de plus en plus sombre, en même temps que leurs galets deviennent de plus en plus grands, jusqu'à atteindre finalement des proportions souvent gigantesques. J'ai, notamment, vu un bloc de calcaire cristallin liasique mesurant 35 mètres de longueur et 15 mètres de largeur. Cette grandeur paraît être caractéristique de cette formation, en effet les éléments qui ne mesurent que quelques centimètres sont relativement rares. Ils se touchent presque, le ciment, un calcaire gréseux, grossier, brun, parfois microbréchoïde, étant relativement peu abondant.

Ces galets sont du Houiller, des schistes permiens, des quartzites, des dolomies jaunes, brun rouge, des calcaires noirs et des schistes du Trias, des calcaires noirs, scoriacés, rhétiens, des calcaires noirs du Lias inférieur et à *Gryphea arcuata* Lk. et à *Pecten Hehlii* d'Orb., des calcaires cristallins blancs ou gris, à peu près sûrement liasiques, des calcaires cristallins blancs à silex et sûrement liasiques. Je n'ai pas trouvé de roches cristallines dans ces conglomérats qui passent insensiblement aux couches suivantes par développement progressif du ciment.

3° *Des calcaires noirs en plaquettes et calcschistes contenant, surtout à la base, d'énormes blocs de roche.*

Ces calcaires noirs à patine brunissante, quoique bien spathiques, sont assez finement cristallisés. Ils se débitent en petits lits de quelques centimètres d'épaisseur ou, le plus souvent, en sorte de baguettes ou de crayons. Cette formation renferme d'immenses blocs de roches étrangères, pouvant atteindre une taille énorme, très caractéristique. Ainsi sur l'arête septentrionale de l'Aiguille du Grand Fond, j'ai pu trouver un bloc de Carbonifère mesurant 20 mètres de longueur. La nature de ces blocs étrangers est la même que celle des éléments du conglomérat précédent. Je mentionnerai toutefois un calcaire spathique, noir, compact, brunissant sur les surfaces altérées. Il est très finement microbréchoïde et renferme de très nombreuses *Gryphea arcuata* Lk. et sa variété *obliqua* Goldf, un *pectinidé* et des *polypiers*.

Les blocs de roches, surtout abondants à la base, se présentent aussi à tous les niveaux ; ils sont alors noyés dans la masse des calcschistes, le ciment étant de beaucoup prédominant.

Il y a dans cette formation quelques bancs de calcaires gréseux et de brèches semblables à ceux du Nummulitique. Je ne puis assurer si ce sont des intercalations stratigraphiques ou des échardes de Nummulitique.

Le synchronisme de ces formations. — Les calcschistes qui dans la plus grande partie de la nappe de l'Embrunais sont intercalés entre le calcaire cristallin et les conglomérats nummulitiques, doivent être assimilés à ceux de l'Aiguille du Grand Fond quoique ils aient au premier abord un aspect assez dissemblable. Mais leurs caractères différentiels s'atténuent en effet, en poursuivant les assises du massif de l'Aiguille du Grand Fond, vers le Sud, sous la Pointe de Précettes et sous la Grande Parei. Ainsi :

Au col du Grand Fond, les couches très écrasées présentent encore à leur base un banc de conglomérats et au sommet des calcschistes.

Sous la Pointe de Précettes, on ne reconnaît plus que les calcschistes mais avec de gros blocs de roches noyés dans leur masse. Sous la Pierre Menta, les calcschistes, très écrasés, ne forment qu'un mince niveau et sont identiques aux calcschistes intercalés ailleurs entre le calcaire cristallin et les conglomérats.

Sous la Grande Parei on peut toutefois distinguer encore :

1° des calcaires noirâtres, contenant d'énormes blocs de brèches ;

2° des brèches compactes à petits éléments ;

3° un calcaire noir, bien lité, contenant quelquefois des zones siliceuses.

Enfin, sous la Portetta, il n'y a plus que des calcschistes contenant deux bancs de brèches. Ils ne forment qu'un mince niveau et sont identiques aux calcschistes intercalés dans les autres parties de la nappe de l'Embrunais entre le Lias et le Nummulitique.

De plus l'aspect que prennent les calcschistes dans ces affleurements, permet de les comparer à ceux qui, dans les autres parties de la nappe de l'Embrunais, séparent le calcaire cristallin des conglomérats nummulitiques. Ils deviennent même identiques : ce sont les mêmes calcschistes se débitant de la même façon en baguettes ou en crayons. De plus les brèches ne sont pas localisées dans le massif du Grand Fond, il y en a même dans les calcschistes du ravin du Nant de Tessens et entre Villette et Charves, etc.. Enfin toutes ces formations en question sont comprises entre les conglomérats nummulitiques et un calcaire cristallin, retrouvé dans le massif du Grand Fond. Ces constatations permettent donc d'assimiler les couches du massif de l'Aiguille du Grand Fond aux calcschistes qui recouvrent généralement ailleurs le calcaire cristallin.

Mais si l'on veut connaître les relations stratigraphiques des couches supérieures de Villette avec les calcschistes et conglomérats du massif du Grand Fond, on se heurte aux plus grandes difficultés. Les différences pétrographiques sont en effet très grandes. Les roches occupent, il est vrai, la même situation entre le calcaire cristallin et le Nummulitique. Mais il y a là assez de marge pour pouvoir y placer des terrains d'âge très différent.

L'épaisseur des couches.

La puissance de toutes ces formations varie considérablement suivant l'intensité du laminage qu'elles ont subi.

J'estime l'épaisseur des couches de Villette à 50 mètres environ. Celle des calcschistes varie de quelques mètres à quarante, suivant l'intensité de l'écrasement ; mais, dans le massif du Grand Fond, elle atteint au moins 150 mètres, non comptée la part de la réduction ou de l'accumulation tectonique.

Relations avec le substratum.

Les couches de Villette reposent sur le calcaire cristallin par un contact qui ne paraît pas être de transgression.

Les calcschistes sont aussi supportés par le calcaire cristallin de Villette. Et en quelques points il m'a semblé qu'il y avait relation entre eux deux. Mais je n'oserai l'affirmer car l'écrasement est de règle à la limite.

Dans le massif de la Grande Parei et de la Pointe de Précettes tout le complexe oolithique repose directement sur les quartzites du Trias. Il est là, difficile de faire la part du Lias et du Dogger, étant donné l'écrasement intense qui règne souvent et de savoir par conséquent si le Dogger peut reposer normalement au point de vue stratigraphique sur les quartzites.

Dans le massif du Grand Fond le Dogger (?) contient à la base, des conglomérats à éléments gigantesques (jusqu'à 35 mètres de longueur), empruntés au substratum même de la nappe de l'Embrunais et non aux régions voisines, zone dauphinoise ou nappe du Briançonnais ainsi que l'indique leur nature. Ces immenses blocs de roches se retrouvent d'ailleurs à toute hauteur dans le Dogger (?). Il faut donc admettre qu'il y a eu érosion très profonde à cette époque puisqu'elle atteint le Houiller qui est remanié dans les conglomérats. Le complexe de calcschistes doit donc reposer quelque part par ravinement sur son substratum.

L'âge de ces formations.

Je vais examiner séparément quel peut être l'âge des couches de Villette et celui des conglomérats et calcschistes du massif de l'Aiguille du Grand Fond.

Les couches de Villette. — Les dolomies de la base renferment une faune néritique comprenant des *Modiola* et peut-être aussi des *Mytilus*. Il y a également des foraminifères assez nombreux. Tout cela fait immédiatement penser au Jurassique moyen du Briançonnais. D'ailleurs la situation des couches en question au-dessus du calcaire cristallin, généralement attribué au Lias supérieur, est un argument favorable à cette hypothèse. Mais les faciès sont assez différents de ceux que je connais dans le Dogger, et comme les couches de Villette ne renferment pas de fossiles caractéristiques, je ne puis donc faire d'homologie. On pourrait tout aussi bien attribuer les lumachelles au Rhétien si leur situation le permettait. Je considère toutefois qu'il y a de bonnes présomptions pour les attribuer au Jurassique moyen, plus qu'à tout autre chose.

Les dolomies ivoirines, très fines, qui se trouvent au-dessus rappellent, d'après Kilian et Revil [128], certains marbres du Jurassique supérieur du Briançonnais.

Les brèches qui terminent la série, avec leur ciment rougeâtre et les schistes de même teinte auxquels ils sont associés, rappellent, d'après les mêmes auteurs, les brèches qui supportent le Malm du Briançonnais (Queyrellin).

Il ne manque donc pas de faits qui militent en faveur de l'attribution des couches de Villette au Jurassique, non compris le Lias, mais aucun d'eux n'est décisif.

Les conglomérats et calcschistes du massif du Grand Fond. — Les conglomérats du massif du Grand Fond renferment des blocs, non seulement de calcaire du Lias inférieur à *Gryphea arcuata* LK. et à *Pecten Hehlii* d'Orb., mais aussi de calcaire cristallin liasique à silex, sur lequel ils reposent. En admettant que ce dernier appartienne au Lias supérieur, on peut penser que la partie supérieure des conglomérats et les calcschistes qu'ils supportent, sont, au moins en partie, postérieurs au Lias, car la marge n'est certainement pas suffisante au-dessus du calcaire cristallin pour pouvoir, placer encore dans la partie terminale du Lias, toutes ces épaisses formations du massif du Grand Fond.

J'ai indiqué que des brèches sont en relation à leur base avec du calcaire cristallin. D'autre part je n'ai pas pu établir de discontinuité nette dans la grande masse de conglomérats qui, à leur partie supérieure, passent insensiblement aux calcschistes. Il faut, jusqu'à preuve du contraire, donc ranger tout le complexe du Grand Fond, sauf sa base, dans le Dogger. Je ne puis cependant m'empêcher de faire remarquer tout ce qu'a d'hypothétique une pareille attribution, en l'absence de fossiles et d'autant plus qu'il est très possible que le calcaire cristallin de Villette puisse être vieilli, ce qui aura comme corollaire également un vieillissement de ces couches du Grand Fond qui pourraient être alors placées dans le Lias supérieur. Néanmoins elle concorde bien avec ce que l'on sait de ce groupe dans les Alpes. En effet dans la nappe du Briançonnais les assises du Dogger sont néritiques, renferment une faune nombreuse de lamellibranches, gastéropodes, brachiopodes, foraminifères. Elles renferment des brèches et sont transgressives sur le Trias à l'Est de Briançon, à la Grande Maye, à l'Olive près de l'Enlon. Elles débutent fréquemment par une mince couche de conglomérats. Dans la nappe de l'Embrunais, elle-même, le Dogger est aussi néritique. Il a été signalé pour la première fois en 1914 par W. Kilian [1] en une note qui, malgré son importance, est passée absolument inaperçue jusqu'au moment où je l'ai retrouvée et signalée à Mme Gubler-Wahl qui [2] ensuite étudia le Dogger avec détail dans l'Ubaye. J'ai [3] pu moi-même l'examiner et l'étudier au cours de relevés de carte du massif qui s'étend de la Roche Peiroun et de la Roche Madalena

[1] W. Kilian. A propos du Bathonien intraalpin. *B. S. G. F.* (4), t. XIV, p. 169, 1914.

[2] Yv. Wahl. Sur l'existence du Bathonien dans la nappe inf. de l'Ubaye. *Ibid.*, t. XXVII, p. 23, 25, 1927.

[2] Yv. Gubler-Wahl. La nappe de l'Ubaye au Sud de la vallée de Barcelonnette. Paris, Jouve et Cie, Editeur, 1928.

[3] Yv. Wahl et H. Schœller. Géologie du vallon de Clapouse au S. de Jausiers (B.-A.), *B. S. G. F.* (4), t. XXVII, p. 97-100, 1927.

au Gias des Chamois et au sommet du Mourre Haut, relevés qui ont été intégralement reproduits par Mme Gubler-Wahl Dans cette partie de la nappe de l'Embrunais, il est formé de lumachelles débutant par des microbrèches, des calcaires oolithiques, etc.

On sait que dans les zones autochtones, à l'Ouest de la nappe de l'Embrunais, depuis la Tarentaise jusqu'aux Basses-Alpes, le Dogger est au contraire bathyal.

Un autre argument pour rattacher ces couches au Dogger, c'est que ni le Jurassique supérieur, ni le Crétacé ne prennent le faciès du complexe du Grand Fond, dans les autres parties de la nappe de l'Embrunais ou dans la nappe du Briançonnais. Le Jurassique supérieur est, en effet, soit à l'état de marbre de Guillestre ou de calcaire gris à pâte fine et à *Calpionella alpina* Lorenz, soit sous forme de calcaire zoogène. Le Crétacé n'est connu que par des marbres en plaquettes ou du Flysch calcaire.

Sédimentation et considérations paléogéographiques.

Les premières couches de Villette sont certainement néritiques, comme le témoignent les *Modiola*. Les suivantes ont probablement pris naissance à une profondeur un peu plus grande.

Les couches du massif du Grand Fond montrent, au début, une sédimentation très agitée avec leurs conglomérats à blocs énormes, très serrés les uns contre les autres. La sédimentation à la fin est plus calme puisque les calcschistes prédominent au sommet.

L'abondance de ces conglomérats à blocs gigantesques témoigne, sinon d'une exondation complète, du moins plutôt de la présence d'une ride géanticlinale plus ou moins émergée. Et cette ride géanticlinale appartient à la nappe de l'Embrunais ; j'ai montré, en effet, que tous les blocs de roche du conglomérat avaient été empruntés à son substratum et non ailleurs, dans la nappe du Briançonnais ou dans la zone dauphinoise. Et il est bon de remarquer que la destruction de cette ride émergée ou non, a été singulièrement énergique, étant donnés la taille et l'abondance des éléments et le fait que les terrains ont été mis à un jusqu'au Houiller. Doit-on conclure de la présence de conglomérats à une interruption *générale* de la sédimentation entre le Lias et l'Oolithique (?)? Je ne le pense pas, car il y a passage des conglomérats au calcaire cristallin et car je n'ai pu placer un plan de discontinuité à l'intérieur de ces conglomérats.

Caractères morphologiques.

Les couches de Villette sont trop peu épaisses pour jouer un rôle morphologique. Il en est de même des calcschistes qui, rarement il est vrai, grâce à leur faible résistance, peuvent former quelques replats longitudinaux. Des couloirs y prennent place comme à Crêt Baudin. Mais dans le massif du Grand Fond où ils sont très développés, ces mêmes calcschistes déterminent des pentes très raides d'où descendent des éboulis qui se confondent avec la roche en place.

Les conglomérats constituent des parois rocheuses encore plus raides, des

arêtes déchiquetées comme il y en a dans le Nummulitique. Ils sont nets d'éboulis qui s'accumulent à leur pied.

Distribution géographique.

J'ai déjà indiqué que le type de Villette était particulier à cette localité.

Le type du Grand Fond est bien développé dans cette chaîne à l'Ouest de Charves et dans les gorges du Nant de Tessens vers l'altitude de 1.500 mètres et au-dessus de Tessens. Partout ailleurs il est réduit à d'étroites bandes qui en de nombreux points ont été érodées avant la transgression nummulitique.

V

LE JURASSIQUE SUPÉRIEUR ET LE CRÉTACE

J'ai indiqué dans les dernières pages que certaines couches de la nappe de l'Embrunais appartiennent probablement au Dogger.

Le Jurassique supérieur et le Crétacé se sont déposés on le sait tant à l'Ouest qu'à l'Est de la nappe de l'Embrunais en Tarentaise ; d'autre part ils existent dans la nappe de l'Embrunais en Ubaye.

Mais ici je n'ai trouvé nulle trace de ces terrains même à l'état de galets remaniés dans le Nummulitique. Ont-ils été complètement enlevés par l'érosion qui a précédé la transgression nummulitique ? ou ne se sont-ils pas déposés ?

Quoi qu'il en soit, d'après ce que l'on sait de la nappe de l'Embrunais dans les régions plus méridionales, on peut considérer qu'au Jurassique supérieur régnait le régime géanticlinal.

VI

NUMMULITIQUE

Pl. I, II et IV.

Aperçu historique.

Pendant toute une longue période à la fin du XVIII^e^ siècle et au début du XIX^e^, le Nummulitique ne fut pas distingué. Il était considéré soit comme un terrain primitif soit comme un terrain secondaire. Plus tard on le rangea dans la catégorie des terrains de transition, et enfin, lorsque la stratigraphie s'affirma, dans le Lias.

Pendant toute la période d'influence de Petit Cœur, on le détermina soit comme du Lias supérieur, soit comme de l'Anthraxifère suivant le parti auquel se rangeaient les auteurs.

C'est DE MORTILLET [35] qui, le premier, en 1861, soupçonna la présence du Nummulitique au Nord de l'Isère. Depuis, la note de ce géologue tomba complètement dans l'oubli, jusqu'à nos jours. Elle passa pour ainsi dire inaperçue, si bien que Ch. Lory confondit le Nummulitique avec le Trias, opinion erronée que ZACCAGNA [113, 114] persista à admettre jusqu'en 1902 ; si bien que, en 1893, KILIAN et RÉVIL [85] découvrirent à nouveau le Nummulitique sous forme de brèches polygéniques. L'opinion de ces derniers auteurs fut admise par M. BERTRAND [98, 101]. Il semblait alors que la présence du Nummulitique fut suffisamment établie.

Mais S. FRANCHI [105, 111, 130, 138] ne tarda pas à découvrir des bélemnites au col du Petit Saint-Bernard et au col de la Seigne et à conclure à l'âge liasique de toutes les couches, calcschistes et brèches, comprises entre ces deux cols. Là-dessus Franchi ne varia jamais. C'est un fait acquis et certain pour lui. Il n'y a pas là trace de Nummulitique.

Les travaux de Kilian montrèrent au contraire, que dans tout ce complexe il y avait outre le Lias (la plupart des calcschistes du Flysch), du Nummulitique représenté par des intercalations de brèches polygéniques. Ces idées furent suivies par P. LORY [126, 127].

Il se créa donc deux courants d'opinions contraires, réagissant l'un contre l'autre. Jamais l'opinion française n'influença, il est vrai, les auteurs italiens ; c'est le contraire qui eut lieu. Déjà, en 1907, il semble que S. Franchi ait réussi à convaincre W. KILIAN et CH. JACOB [131]. Et c'est au cours d'une excursion commune avec W. KILIAN et P. LORY [134] qu'il triompha et fit complètement accepter ses idées ; le Nummulitique n'existe donc plus, entre le col de la Seigne et celui du Petit Saint-Bernard. Révil suivit aussi ces auteurs ainsi qu'en témoigne le gros mémoire sur les Alpes occidentales [136, 173]. Mais bientôt KILIAN et LORY [144] doutent de l'âge jurassique du complexe des schistes lustrés avec brèches de la frontière franco-italienne, qu'ils avaient étudié avec S. Franchi. Ils se demandent si leurs conclusions antérieures, relatives à l'âge liasique de ce complexe doivent bien s'étendre à la totalité des brèches, BOUSSAC [152], au contraire deux ans plus tard en 1912, considère comme démontrée l'existence du Nummulitique en arrière du Mont Blanc. Mais en cette même année 1912 W. KILIAN et CH. JACOB [154, 155] admirent que tout ce complexe est la couverture mésozoïque normale du Houiller du Petit Saint-Bernard.

D'un autre côté M. GIGNOUX [160] étudiant, en 1912, la même région, mais un peu plus au Sud, montre « que la série compréhensive continue de cette zone monte jusque dans le Tertiaire. Sa partie supérieure équivaudrait alors à la partie supérieure éogène de la grande série des schistes lustrés ». Mais l'année suivante M. GIGNOUX [159] renonce, à son tour, complètement, à cette idée et pense même que les brèches de la Grande Parei, etc. ne sont pas nummulitiques ; en même temps CH. PUSSENOT [167, 168] démontrait l'âge liasique du complexe de conglomérats, des grès et des schistes nummulitiques du massif de l'Aiguille du Grand Fond.

La démonstration de M. Gignoux fut si convaincante, que BOUSSAC [158] lui-

même partagea l'avis de cet auteur. A ce moment le Nummulitique parut bien n'avoir plus droit de cité en Tarentaise, à tel point même que W. Kilian et J. Révil attribuent aux schistes lustrés à brèches de la frontière franco-italienne le nom de « Lias à type mixte », faciès déjà mis en évidence en 1907 [131].

Les recherches ne s'arrêtèrent pas là. En effet Kilian et Révil ne tardèrent pas à reprendre la question des brèches polygéniques de Tarentaise ; et en 1916 [171] et [172] montrèrent à nouveau que les brèches polygéniques ainsi que le complexe J L de la carte au 80.000e, qui forme, au Nord, les schistes lustrés de la frontière franco-italienne, appartiennent au Nummulitique.

En 1920 Kilian [177, 178] fait un léger retour en arrière, admettant qu'il y a possibilité de l'existence de Lias à type mixte dans ce complexe nummulitique.

Introduction.

Cet aperçu de l'historique montre combien grande était l'incertitude de la stratigraphie de la région décrite ici, lorsque j'en ai abordé l'étude. Et la cause en est la question du Nummulitique. En résumé, comme j'ai déjà eu l'occasion de l'indiquer on voit qu'il n'y a dès l'abord que deux courants d'opinions qui se sont créés et se sont affrontés sans que jamais l'un surmonte l'autre définitivement.

Pour qui vient d'Italie les schistes lustrés avec brèches polygéniques sont liasiques, puisque des bélemnites ont été trouvées dans cette immense zone de calcschistes, au col du Petit Saint-Bernard et dans les brèches du col de la Seigne.

Pour qui vient, au contraire, de Tarentaise au Sud de Moutiers, ces mêmes terrains sont nummulitiques. Ce sont en effet, au Nord et au Sud de l'Isère, les mêmes roches, les mêmes faciès, et les mêmes successions si les auteurs avaient pris soin d'examiner la stratigraphie de près. On peut alors se demander comment ces faits qui paraissent irréductibles en eux-mêmes, peuvent se concilier.

La chose est très simple :

Entre le col de la Seigne et celui du Petit Saint-Bernard *il n'y a pas qu'une seule unité tectonique, comme on l'a cru jusqu'à maintenant. Il y en a deux très différentes l'une de l'autre.* C'est ce que j'ai montré pour la première fois en 1927 dans une note préliminaire [200]. *L'unité occidentale est la nappe de l'Embrunais, l'unité orientale est ce que j'ai appelé la zone du Petit Saint-Bernard que j'attribue, jusqu'à preuve du contraire, au bord externe de la nappe du Briançonnais.*

Dans la zone orientale, des bélemnites ont été trouvées par Franchi au Petit Saint-Bernard et au lac Verney dans les calcschistes superposés à des amas de roches vertes. L'âge liasique des calcschistes de cette zone du Petit Saint-Bernard paraît donc bien incontestable.

Franchi a bien également trouvé une bélemnite dans la zone occidentale qui prolonge la nappe de l'Embrunais. Mais celle-ci provient d'un banc de brèches du col de la Seigne. Et l'on sait quels doutes on doit avoir sur la signification

d'une bélemnite incluse dans un conglomérat où elle a pu être remaniée à l'état de galet. Je ne saurais mieux illustrer ce doute qu'en citant le fait bien connu de ceux qui ont étudié de près l'Ubaye et l'Embrunais où dans un même conglomérat on trouve côte à côte, des bélemnites et des Nummulites [1]. L'âge liasique des calcschistes de la nappe de l'Embrunais qui s'étendent du col de la Seigne au col du Breuil n'est donc pas démontré par la présence d'une bélemnite. Je montrerai plus loin pourquoi je considère ces mêmes calcschistes comme nummulitiques.

Il n'est pas téméraire de dire que la série stratigraphique du Nummulitique était inconnue malgré les nombreuses recherches dont la région avait été l'objet.

A peu près tous ceux qui s'en sont occupés, ont cru que les conglomérats polygéniques constituaient des synclinaux au milieu de calcschistes liasiques.

En réalité ces calcschistes sont du Flysch et les conglomérats n'y forment pas du tout des intercalations synclinales ; tout au contraire, car ils constituent un niveau constant à la base de ce Flysch.

Subdivisions.

J'ai pu établir, dans le Nummulitique, plusieurs subdivisions qui, par leur constance, m'ont toujours permis de le poursuivre et de l'identifier même en des cas douteux.

Celles-ci sont de bas en haut. Pl. I, fig. 2 :

1° des *conglomérats* ;

2° des *quartzites verts* et des *schistes noirs* ;

3° des *grès calcarifères*, pouvant passer latéralement à des *conglomérats* composés presque uniquement de galets de roches cristallines ;

4° du *Flysch*.

Je vais étudier séparément chacune de ces formations tant au point de vue lithologique qu'au point de vue paléontologique.

Caractères pétrographiques.

Les conglomérats. — Les conglomérats déterminent des escarpements à la base du Flysch. Leurs gros bancs massifs, mal stratifiés, contrastent avec les couches bien litées du Flysch. Ils constituent un niveau très constant et très continu à la base du Nummulitique. Lorsqu'on examine leurs bancs par un temps sec, on voit, à la base, une assise (A) claire, bleuâtre, très mal stratifiée et au sommet, des couches (B) plus sombres, brunes, mieux litées. Je vais examiner séparément chacune de ces deux assises.

A. — *Les conglomérats de teinte claire.* — Leur *ciment*, en général à peu près uniquement calcaire, est abondant, mais peut se réduire jusqu'à manquer com-

[1] Voir à ce sujet : Y. Gubler-Wahl : *La nappe de l'Ubaye au Sud de Barcelonnette*, p. 115. Paris, Jouve et Cie, éditeur, 1928.

plètement. On observe toutes les transitions entre ces deux manières d'être. Le ciment est gris clair, semblable au calcaire des Etroits du Ciex, ou gris sombre ou même noir. La calcite généralement translucide au microscope, mais parfois aussi salie par quelques matières opaques, est toujours bien cristallisée, largement spathique, sans l'être toutefois autant que les calcaires liasiques. Le ciment renferme, de place en place, quelques grains de quartz ou quelques paillettes de séricite.

Les autres minéraux accessoires y sont plus rares : sulfures et oxydes de fer, rhomboèdres de dolomie souvent encapuchonnée. Dans certains cas, la dolomie peut devenir très abondante et même constituer, à elle seule, le ciment du conglomérat, ciment qui prend ainsi une teinte jaune.

Lorsqu'il y a écrasement, ce qui est fréquent, de la séricite enduit les plans de frottement.

Les galets du conglomérat sont de toute taille. Il en est de la grosseur d'une tête d'épingle, distribués alors dans le ciment en une fine poussière. Il en est de plus volumineux atteignant à peu près 1 centimètre de diamètre, d'autres gros comme un œuf, comme une tête. Il en est enfin d'énormes mesurant plusieurs mètres cubes. Les plus fréquents sont ceux dont le diamètre oscille entre deux et dix centimètres.

Des éléments de taille très différente peuvent se trouver ensemble. Mais en général, pour une même couche, il y a un calibrage oscillant entre des limites restreintes.

Les éléments sont de forme très variable, souvent à surfaces planes, à arêtes vives, pouvant s'émousser et s'arrondir, jusqu'à donner de véritables galets, tantôt ronds, tantôt plus ou moins aplatis suivant leur nature schisteuse ou non ; lorsque les éléments sont anguleux, ils sont alors généralement formés de calcaires et de dolomies du Trias.

L'abondance de ces éléments est très variable. Ils peuvent être simplement parsemés au milieu d'un abondant ciment. Ils sont alors de petite taille et de nature calcaire ou dolomitique. Le ciment est alors le plus souvent très clair et rappelle vivement les calcaires liasiques. S'ils deviennent plus abondants, ce qui est le cas le plus général, leur taille augmente en même temps que le ciment devient plus sombre, et même noir. Enfin le ciment peut manquer. Les galets sont alors jointifs.

Les galets des conglomérats ne sont, en général, empruntés qu'au substratum immédiat du Nummulitique, dans la nappe de l'Embrunais, exception faite des roches cristallines que l'on ne voit affleurer nulle part. Ils sont donc formés de roches cristallines, granites, gneiss, micaschistes, microgranite ; de quartzites, calcaires et dolomies du Trias ; calcaires du Lias, du Dogger. Je vais donner ici la description de ces galets :

Granite : Les galets de granite, les plus intacts, présentent, sur la tranche, un aspect identique à celui de la protogine, avec les traces géométriques de leurs surfaces sinueuses et chloriteuses d'écrasement. Mais au microscope on ne reconnaît plus rien de la structure primitive de la roche, à part quelques

îlots de grains de quartz assemblés. Tout a été, en effet, envahi par de la calcite disposée en veines ou en plages dans la roche. Malgré cela dans un grand nombre de cas on peut reconnaître les éléments primitifs qui sont : 1° du *quartz* en grains tantôt granitiques, tantôt, mais plus rarement, granulitiques ; leur abondance relative dépend des échantillons ; 2° du *microcline* encore reconnaissable, très abondant dans certains exemplaires mais pouvant faire défaut dans d'autres ; 3° de l'*oligoclase-albite* toujours présente lorsqu'elle n'est pas altérée ; 4° de la *chlorite* et de la *muscovite* et rarement de la *biotite* le plus souvent chloritisée ; 5° de l'*apatite*, du *zircon*, de la *pyrite*. Le plus fréquemment les feldspaths sont complètement albitisés et sériciteés et la roche tellement dissociée par l'altération et l'écrasement qu'il n'est plus possible d'en reconnaître la nature.

L'altération et l'écrasement, même dans les cas les plus favorables, sont trop prononcés pour qu'il soit possible de faire des comparaisons sérieuses. L'impression que je garde de ces granites, est une ressemblance avec la protogine plus qu'avec tout autre.

Les *gneiss* vraiment identifiables sont peu nombreux quoi qu'ils aient paru assez abondants. Je citerai un *mésogneiss* à très grands éléments de muscovite, à oligoclase et à quartz. La roche examinée est très peu altérée. C'est un paragneiss. Je citerai également un *mésogneiss fin*, à muscovite peu abondante, ype passant aux épigneiss.

Les *micaschistes* intacts sont également peu nombreux. *Il est vraiment curieux de constater que je n'ai pu trouver parmi les roches métamorphiques aucune de celles qui caractérisent la zone supérieure de métamorphisme.*

Les *microgranites* sont rares. Je n'en ai ramassé que deux exemplaires, l'un au Mont Gargan, l'autre au col de Bresson ; en voici la description : celui du Mont Gargan est une roche verdâtre, très altérée, dans laquelle baignent de petits quartz arrondis et de très grands orthoses à mâcles de Carlsbad encore visibles. La plaque mince ne renseigne pas davantage. La seule précision qu'elle apporte est que les quartz, avec leurs golfes de corrosion, sont tout à fait semblables à ceux des microgranites. On y reconnaît encore la place des anciens micas complètement chloritisés. La plaque mince montre également que la sériciteisation est poussée à peu près au maximum. Le microgranite du col de Bresson diffère de l'échantillon présentement examiné, par le fait que les feldspaths ne sont pas visibles à l'œil nu, et que les quartz prédominent. Dans ces deux roches l'altération est trop grande pour que l'on ait un aperçu du second temps de la cristallisation.

Les *galets carbonifères* sont des *grès micacés* et des *arkoses micacés*. Parmi ces derniers il en est peut-être qui appartiennent au Permien.

Les *galets triasiques* sont : 1° des *quartzites* d'ailleurs le plus souvent écrasés et présentant alors des délits couverts de séricite et autres matières phylliteuses. De la calcite y pénètre fréquemment comme dans les roches cristallines ; 2° des *calcaires* du Trias moyen. On les reconnaît facilement à leur faible cristallinité s'opposant à celle du Lias. Ils sont gris ou noirs, devenant fréquemment plus

clair par altération. D'autres calcaires plus largement spathiques, moins foncés peuvent être aisément confondus avec ceux du Lias ; 3° des *dolomies* grises à patine grise ou jaune clair, ou jaunes à patine brune. Elles sont généralement bien cristallisées, quelquefois très finement, cela étant seulement visible au microscope. Comme dans les dolomies du Trias en place, il est très fréquent d'y trouver des traces circulaires très spéciales. Les restes identifiables de diploporidées y sont assez rares. Plus que toute autre roche les dolomies et les calcaires du Trias peuvent acquérir une forme anguleuse. De plus ils résistent fort bien aux actions dynamiques ; 4° *des schistes verts, gris verdâtres ou violets*, si caractéristiques du Trias de la bordure occidentale de la nappe de l'Embrunais, se trouvent par place dans les conglomérats. Ils sont souvent en plaques de plus d'un décimètre de dimension.

Au *Rhétien et au Lias inférieur*, peuvent être attribués des calcaires noirs bien spathiques, des calcaires scoriacés à patine brune, certains schistes noirs.

Les calcaires liasiques, gris, ne sont pas aussi fréquents que les autres roches. D'autre part ils sont plus difficilement discernables. J'ai montré, en effet, que certains calcaires triasiques pouvaient être confondus avec ceux du Lias dans les gisements en place. A plus forte raison en est-il aussi ainsi dans les conglomérats. Pour être reconnaissables les calcaires liasiques doivent, de plus, se trouver en gros morceaux ; ce qui n'est pas toujours le cas. Les roches suivantes que j'ai rencontrées un grand nombre de fois dans les conglomérats, peuvent être rattachées avec la plus grande certitude au Lias. Ce sont des calcaires cristallins blancs ou gris, très largement spathiques, à traces de polypiers ou à débris d'échinodermes ; ce sont des calcaires bréchoïdes et très largement cristallins qui renferment fréquemment les fossiles précédents ; ce sont enfin des calcaires à silex que l'on peut trouver isolés. Je citerai notamment un silex provenant d'un conglomérat affleurant près de Centron et identique à ceux de Villette : il contient aussi des spicules de spongiaires. Je dois enfin une mention toute spéciale à un galet de calcaire bien lité, renfermant une bélemnite, galet que j'ai trouvé à l'Ouest de la Portetta.

Les galets de Dogger (?) sont aussi difficilement reconnaissables. Je leur rapporte certains calcaires gris, tachetés de noirs, des calcaires noirs spathiques, des calcschistes. Comme je l'ai déjà dit, je n'ai jamais trouvé, dans les conglomérats, de roches plus récentes que le Dogger (?), ni de roches étrangères à la région, sauf les roches cristallines.

Lorsque les conglomérats s'altèrent, les roches cristallines, les arkoses, les quartzites, les schistes verts, sont mis en relief. Quelquefois même ils s'isolent de la roche et ne sont alors plus reliés à elle que par un pédicule quelquefois fongoïde. Les calcaires et les dolomies du Trias, très souvent s'altèrent plus facilement que le ciment de la roche surtout si celui-ci est gréseux ou phylliteux. Ils déterminent alors des creux ou des vacuoles au fond desquelles on les trouve fréquemment à l'état pulvérulent.

Les galets les plus abondants sont certainement les calcaires et les dolomies du

Trias. Ils peuvent exister seuls, la roche alors ressemble à la brèche du Télégraphe. Les roches cristallines, les quartzites, les schistes triasiques et les calcaires du Lias, au contraire, sont assez rares. Ils peuvent manquer complètement alors que les dolomies et les calcaires triasiques sont toujours présents et prédominants.

B. — *Les conglomérats de teinte foncée.* — Le ciment des conglomérats de teinte foncée est un calcaire généralement gris bleu, ou bleu noir et qui prend une teinte brune par altération. De très nombreux grains de quartz, des micas, de petits débris de schistes, etc., parsèment la surface. S'altérant plus difficilement que le reste du ciment, ils sont mis en saillie et rendent alors la roche rugueuse. Au microscope le ciment est généralement une calcite translucide et bien cristallisée renfermant de très nombreux grains de quartz de toute taille, quartz détritiques mais à accroissements secondaires, alors à contours très sinueux. Ce n'est que dans un très petit nombre de cas que la forme primitive de ces grains est reconnaissable. Le ciment enfin présente plus rarement de la tourmaline clastique et des fragments d'échinodermes.

Les galets sont les mêmes que ceux du conglomérat précédent et peuvent varier en taille et en nombre de la même façon.

Cette description montre qu'il n'y a aucune différence véritablement spécifique entre les deux conglomérats qui s'opposent surtout en ce que :

1° *Le ciment des conglomérats de teinte foncée, contient toujours du quartz en plus grande quantité que dans les conglomérats de teinte claire, où il fait à peu près complètement défaut ;*

2° *Dans les premiers qui occupent toujours le sommet, les roches cristallines, les quartzites et les schistes jouent toujours un grand rôle, peuvent même prédominer ; alors que dans les seconds qui occupent la base, ils ne sont, le plus souvent, qu'accessoires, les roches dolomitiques et calcaires pouvant seules exister.*

Ecrasement des conglomérats. — Ce n'est que très rarement que tous ces conglomérats sont parfaitement intacts et que leurs éléments gardent leur forme primitive. Le plus fréquemment ils sont écrasés et compressés à tel point que les éléments sont aplatis suivant un même plan et allongés suivant une seule et même direction ; ce qui montre qu'il y a eu également étirement. Des matières phylliteuses, telles que la séricite, recouvrent les surfaces de friction. Enfin souvent l'écrasement et le laminage par leur intensité rendent la roche méconnaissable à tel point que l'on a de la peine à reconnaître, même en examinant la tranche, si primitivement elle était ou non un conglomérat. Il faut alors feuilleter la roche qui montre ainsi les galets réduits à l'état de pellicules allongées.

Comparaison avec les brèches liasiques. — Les conglomérats nummulitiques en Tarentaise renferment un grand nombre de types pétrographiques tout à fait semblables à ceux du Lias. C'est très frappant. L'attention du stratigraphe

en est de suite sollicitée et préoccupée. Mais doit-on donner à ces ressemblances une valeur prépondérante ? Parce que les conglomérats renferment des roches cristallines, doivent-ils être rangés dans le Nummulitique? Parce que des brèches ne contiennent que des éléments triasiques, doivent-elles être attribuées au Lias ? On peut répondre non *à priori*. Pourquoi en effet l'érosion liasique qui a atteint les quartzites du Trias, ne serait-elle pas descendue, en certains points, jusqu'aux roches cristallines ? Il y a bien d'ailleurs les Grès singuliers du col du Bonhomme qui renferment des galets de protogine et des schistes cristallins. Pourquoi en effet l'érosion nummulitique qui a atteint le cristallin, ne serait-elle pas, en certains points descendue seulement, jusqu'au Trias ? Il y a bien d'ailleurs les brèches nummulitiques du Bachelard, dépourvues de roches cristallines. Il ne faut donc pas se laisser hypnotiser par les ressemblances pétrographiques et placer dans le Lias des brèches qui leur ressemblent. Il ne faut point toutefois nier pour cela les constatations qui ont été faites et qui montrent les brèches du Télégraphe comme formées essentiellement de roches triasiques. Cela tient à ce que l'abrasion liasique a été moins intense que l'abrasion nummulitique. C'est que les brèches du Télégraphe paraissent plutôt avoir pris naissance de chaque côté d'une ride géanticlinale probablement en grande partie submergée, tandis que les conglomérats nummulitiques constituent en majorité la base d'une série transgressive et qu'ils ont emprunté leurs éléments à un pays qui a subi une émersion et une érosion de très longue durée.

Relation entre les conglomérats clairs et les conglomérats bruns. Ravinements. — Toutefois on peut se demander si dans la région étudiée ici, les brèches claires inférieures peuvent appartenir à la brèche du Télégraphe avec laquelle elles ont beaucoup de ressemblance, d'autant plus que, très fréquemment, on peut voir de près une brèche gréseuse brune, polygénique, à gros éléments, raviner une brèche calcaire, à ciment très abondant, et d'autant plus encore qu'en examinant de loin les assises des conglomérats, il semble bien que les deux subdivisions en question qui se distinguent alors par leur teinte, ont une limite respective très tranchée.

A cela je puis opposer les constatations suivantes : Les ravinements constatés se répètent un grand nombre de fois dans une même assise de conglomérats. On ne peut donc leur attribuer, pour le but que je me propose d'atteindre, aucune valeur stratigraphique. On observe fréquemment les phénomènes suivants qui se succèdent donc un grand nombre de fois suivant la verticale : Des calcaires cristallins microbréchoïdes sont ravinés par des conglomérats dont les éléments sont très nombreux et de grande taille. Vers le haut la dimension et le nombre des éléments diminuent, en même temps que le ciment calcaire devient de plus en plus abondant, puis prédomine. On a alors bientôt un calcaire microbréchoïde qui lui-même est à son tour raviné par un nouveau conglomérat à gros éléments très nombreux et qui vers le haut passe à un calcaire microbréchoïde, et ainsi de suite. Ces ravinements indiquent, donc simplement, un phénomène périodique dans une même sédimentation. Des apports brusques de matériaux se sont succédés. A chaque sédimentation essentiellement terri-

gène a succédé graduellement par transitions insensibles, une sédimentation organogène. On peut songer à des apports de courants ou à des éboulements de falaise.

On peut aussi opposer à la suggestion de la présence de brèches du Télégraphe, le fait que, si en certains points il y a ravinement entre les deux brèches, en un grand nombre d'autres, il y a continuité. Et maintenant si l'on peut voir une continuité dans le détail comme je viens de l'exprimer, on peut constater aussi une continuité du changement des caractères de la sédimentation dans l'ensemble des conglomérats. Ainsi en s'élevant dans la série stratigraphique, les conglomérats deviennent de plus en plus gréseux, de plus en plus foncés et les roches cristallines de plus en plus abondantes. Une autre constatation vient ruiner l'hypothèse combattue ici, c'est que les conglomérats non gréseux et de teinte claire constituent partout un niveau très continu sous les conglomérats bruns, ce qui serait vraiment surprenant s'il s'agissait de roches d'âge aussi différent que celles du Lias et du Nummulitique. Ils devraient être profondément entamés et manquer en un très grand nombre de points. Au contraire les deux conglomérats s'accompagnent et ce sont, eux deux, toujours et partout superposés, qui ravinent les terrains sous-jacents que j'ai attribués au Dogger et au Lias. Et la superposition des brèches, à aspect du Télégraphe, aux calcschistes du Dogger (?) et aux calcaires liasiques, ne vient-elle pas ruiner l'hypothèse qui consisterait à voir une brèche liasique dans ce complexe. Je ne crois donc pas, contrairement à l'opinion de Kilian et Révil [171], à la distinction d'une brèche du Télégraphe et d'une brèche polygénique nummulitique dans les bancs de conglomérats en question, qui forment un niveau très continu à la base du Flysch.

Les schistes noirs à quartzites verts. — Au-dessus des conglomérats, affleure une assise très constante dans toute la région et ne manquant stratigraphiquement nulle part. Si elle n'existe pas en plusieurs points, c'est par une cause purement tectonique. Ce sont des quartzites verdâtres, à grain fin, en bancs réguliers, souvent égaux et alternant avec des schistes noirs. Tantôt les schistes noirs, tantôt, mais plus rarement, les quartzites prédominent. Quelques plaquettes de calcaires gréseux, généralement situées à la partie supérieure, complètent les caractéristiques de ces assises.

Les *quartzites* généralement verts ou noirs, prennent par altération une teinte vert brun, caractéristique. Plus rarement ils sont gris ou blancs et alors piquetés de brun. Toujours très durs, très compacts, très tenaces, très résistants au choc ils peuvent parfois cependant, comme tout le long du synclinal du Roignais, depuis le Col de la Nova jusqu'au Col de la Seigne, devenir plus friables et alors mieux lités et de teinte plus claire, ce qui tient à un écrasement, donc à un phénomène surimposé. Une caractéristique encore de ces quartzites, est leur finesse, leur homogénéité et l'isométrie de leurs éléments.

Le microscope montre que la roche est formée de grains de quartz de taille très régulière, à contours sinueux, s'intriquant les uns dans les autres. Des

grains détritiques de tourmaline, de rutile ou de zircon, ne manquent jamais même à l'intérieur d'une plaque mince, tout en n'étant pas très abondants. Ils sont un des caractères minéralogiques de cette formation. La chlorite, la séricite, la muscovite, la biotite, toujours en petites paillettes, s'y trouvent aussi fréquemment ainsi que l'épidote et le sphène plus rares il est vrai, avec accessoirement de la magnétite, de la pyrite, de la limonite. Un caractère négatif excellent est l'absence totale de calcite qui n'existe que dans les échantillons laminés où elle a été introduite secondairement.

La recristallisation des quartzites peut ne pas être complète. Il reste alors, dans un grand nombre d'échantillons, de très petits grains de quartz cimentant les plus gros. Ils forment une fine poussière qui peut faire songer à une mylonite contrairement à ce qu'indiquent la disposition des éléments et l'aspect de la roche. Dans un très petit nombre d'exemplaires de quartzites, la recristallisation est encore moins complète. Les quartz ne se sont accrus que très faiblement. On devine alors, encore fort bien, leurs contours souvent anguleux. Je signalerai enfin des quartzites dont le ciment est formé de chlorite ou plus rarement de séricite.

Les schistes noirs sont communs, très fissiles. Je connais, au lac de l'Arcachat, des argilites bleu noirâtre qui, comme les schistes, ne font pas effervescence aux acides. Ils sont constitués de très nombreuses phyllites, disposées en tous sens, et séparées les unes des autres par une matière opaque, avec quelques micas blancs, de la tourmaline, un peu de quartz comme minéraux accessoires.

Les *plaquettes calcaires* gréseuses que l'on rencontre à la partie supérieure sont des roches bien litées, d'un centimètre d'épaisseur à peine, se débitant souvent avec de grandes surfaces. Elles alternent en lits répétés, avec des schistes noirs. Elles sont sonores, brun clair, couvertes de séricite ce qui les rend soyeuses. Une plaque mince faite dans l'une de ces plaquettes décèle un grain très fin, formé de petits quartz baignant dans de la calcite et accompagnés de quelques tourmalines et de quelques paillettes de séricite. En plusieurs points elles renferment des chondrites :

Chondrites (*Phycopsis*) *intricata* Ad. Brong., *Ch. arbuscula* Fischer et Oostер., *Ch. Targionii* Ad. Br., *Ch.* cf. *affinis* Sternb. et des pistes d'*annélides* à la Pointe de Combavent, à la Pointe de l'Echelle, au Nord du Cormet d'Arèches, à Villette. En cette dernière localité, si les couches qui renferment ces fossiles doivent être rattachées à ce niveau, elles diffèrent un peu des autres. Ce ne sont plus des plaquettes mais des dalles formées de calcaires gris brun, très finement et très abondamment microbréchoïdes. Les éléments de la microbrèche sont des dolomies ayant moins d'un millimètre de dimension. Des micas blancs parsèment leurs surfaces. Il y a également des calcaires gréseux, bleu noir, un peu micacés à patine brune, très fréquemment microbréchoïdes, rappelant d'une façon saisissante le Flysch de l'Embrunais.

La formation des quartzites verts et schistes noirs passe insensiblement vers la base aux conglomérats inférieurs près desquels des galets de roches se trouvent encore inclus dans les schistes.

Les grès grossiers calcarifères et microbréchiformes. — Les grès grossiers calcarifères et microbréchiformes font suite par passages insensibles à la formation précédente au-dessus de laquelle ils constituent de très gros bancs massifs, très mal lités déterminant des parois abruptes. Ces roches blanches et gris clair ou jaunâtres par altération s'opposent franchement aux quartzites verts et aux schistes noirs plus sombres. La cassure fraîche est d'un gris bleuâtre. La zone de décomposition toujours très épaisse, qui détermine la patine, atteint souvent plusieurs centimètres. C'est très caractéristique. Ces grès grossiers plus tendres que les roches précédentes sont également très résistantes au choc. L'examen macroscopique montre de gros grains de quartz de taille assez régulière, mesurant de 3/4 à 1 millimètre et même plus, et un peu de calcite révélée par une légère effervescence aux acides. C'est la dissolution de cette calcite qui provoque la zone de décomposition si épaisse et la rugosité des surfaces, due à la mise en relief des grains de quartz.

L'examen microscopique fait voir de gros grains de quartz baignant dans un ciment de petits grains de quartz et de calcite. Les gros grains à contours arrondis ou anguleux, présentent, sauf quelques rares exceptions, un accroissement secondaire leur donnant un aspect amiboïde. Les petits grains de quartz l'emportent sur la calcite et eux aussi sont à accroissement secondaire. La calcite, toujours largement cristallisée, peut manquer. Elle est disposée généralement en plages. Lorsqu'elle est plus abondante, elle forme à son tour le ciment des petits grains de quartz. Enfin la calcite est toujours beaucoup plus abondante au sommet de la formation ou dans les variétés écrasées. Les éléments accessoires sont de la tourmaline clastique, très caractéristique, de la séricite, de la chlorite, quelques micas, de la magnétite, de la pyrite et parfois de l'albite de néoformation. Les microbrèches sont fréquentes avec leurs éléments formés de quartzites, de calcaires, de dolomies du Trias ou de fragments de roches cristallines.

Toute cette formation étudiée ici, par leur massiveté, leur homogénéité, a, plus que toutes les autres, très bien résisté aux pressions et au laminage. Aussi n'y rencontre-t-on aucune cataclase dans les zones relativement tranquilles.

Le Flysch. — Les grès grossiers, à leur tour, passent insensiblement, à une formation que j'ai considérée comme du Flysch. C'est une masse très puissante formée d'une alternance de lits réguliers de un à plusieurs décimètres d'épaisseur, de calcaires gréseux bruns, de calcaires, de calcschistes, de schistes, de grès et de microbrèches avec parfois de rares intercalations de brèches. Parmi toutes ces roches les calcaires gréseux prédominent.

Les calcaires gréseux, généralement en bancs de un à plusieurs décimètres d'épaisseur, peuvent également se débiter en dalles assez minces ou en plaquettes. Bleuâtres ou parfois noirâtres, en cassures fraîches, mais gris dans les variétés très riches en quartz, ils prennent par altération une patine brune qui n'est jamais très épaisse, mais toujours rugueuse par suite de la mise en relief des grains de quartz. Ceux-ci sont fréquemment plus abondants dans un même lit, c'est-à-dire suivant un niveau déterminé. Lorsqu'ils sont assez rapprochés,

ils se disposent quelquefois en un fin réticule à la surface de la roche. Les paillettes de mica blancs ne sont pas rares et alors fréquemment mises en relief sur les parties altérées.

Le microscope montre que la calcite qui forme le fond de la roche, est largement cristallisée, mais beaucoup moins que dans les calcaires liasiques. Dans cette calcite translucide mais souvent salie par des matières opaques parmi lesquelles des matières charbonneuses, baignent des grains de quartz de taille variable, disposés irrégulièrement, tantôt isolés, tantôt se touchant et tantôt dispersés, tantôt se rassemblant suivant des lits ou se groupant en nids. Les grains de quartz détritique dont on devine parfois les contours primitifs, se sont accrus de diverticules donnant à leurs sections des contours sinueux amiboïdes. Les micas blancs n'ont rien de particulier. Il y a parfois un peu de magnétite, de pyrite ou de l'albite de néoformation. Du zircon, du rutile, de la tourmaline ne se trouvent que très exceptionnellement.

L'écrasement est très fréquent : Alors apparaissent des mylonites se traduisant par des zones de rupture, des quartz éclatés, par un étirement de la calcite, la formation de mortier et une large distribution de séricite dans les plans de frottement. Sauf à la Terrasse et à Villette, je n'ai pas trouvé de traces organiques. Là, ce sont des sortes de petits sacs soulignés par de la matière charbonneuse (fig. 28).

Les calcaires se débitent toujours en bancs bien lités, rarement en plaquettes. Leurs cassures, gris bleu ou bleu noir, présentent un calcaire légèrement spathique. La teinte des surfaces altérées diffère fort peu de celle des cassures fraîches et ne devient en tout cas jamais aussi brune et ces surfaces altérées jamais aussi rugueuses que dans les roches précédentes et les paillettes de micas sont assez rares. Au microscope on voit une calcite bien cristallisée mais moins largement que dans les calcaires liasiques, un peu de quartz peu abondant, en grains isolés ou tendant parfois à se grouper en nids ou en lits, de rares lamelles de micas et des matières charbonneuses assez fréquentes. La pyrite existe de temps en temps.

Les calcaires en s'écrasant donnent naissance à des calcschistes noirs peu résistants et que l'on pourrait confondre avec du Lias. La calcite y est alors étirée, disposée en amygdales séparées les unes des autres par des matières opaques. Les *schistes* sont très banals. Ils alternent avec les roches précédentes, et sont parfois satinés.

Cependant au sommet de la Terrasse, j'ai trouvé une roche très écrasée, grise, ayant l'aspect d'un calcaire. Mais elle ne fait pas effervescence aux acides. Le microscope révèle qu'elle est presque uniquement formée de grains de quartz baignant dans de la séricite, le tout présentant une texture très écrasée.

Provenant également du sommet de la Terrasse, une autre roche d'un gris argenté, à surfaces phylliteuses, présente de nombreuses taches grises parsemées sur les sections transversales. Ce qui frappe tout d'abord au microscope, c'est l'écrasement de la roche. Le quartz amiboïde, isolé ou groupé, constitue des îlots dans un amas de séricite fibreuse et d'allure tourmentée. Il est aussi dis-

posé en zones allongées. Du rutile, en fines aiguilles d'une abondance extraordinaire, forme des lits. Il y a également quelques petites tourmalines entières et pourvues de toutes leurs faces cristallographiques. Ni les tourmalines, ni le rutile ne sont écrasés.

Fig. 28. — Traces organiques du Flysch.

Les roches suivantes, grès, microbrèches et brèches peuvent être considérées comme des accidents au sein du Flysch.

Les *grès* se déduisent des calcaires gréseux par disparition de la calcite. Ils prennent alors une teinte grise. Les *microbrèches* ne sont que des calcaires gréseux où ont été introduits des éléments étrangers. Elles sont souvent assez abondantes alors que les *brèches* sont plus rares. Dans l'une et l'autre de ces deux dernières roches, les fragments de calcaire et de dolomie du Trias et les paillettes de micas sont toujours les plus abondants, alors que les quartzites et les roches cristallines sont beaucoup plus rares.

Toutes les roches précédemment décrites sont des types entre lesquels on trouve tous les passages. Il suffit pour cela de faire varier la quantité de quartz ou celle des éléments étrangers.

Caractères paléontologiques.

Les fossiles que j'ai trouvés dans le Nummulitique sont très peu nombreux :

1° des débris d'*échinodermes* dans les conglomérats;

2° des pistes d'*annélides* et des *Chondrites* dans la formation des schistes noirs à quartzites verts. Je les ai déterminées comme : *Chondrites* (*Phycopsis*) *arbuscula* Fischer et Ooster, *Ch. intricata* Ad. Brongn., *Ch. Targionii* Ad. Br. *Ch.* cf. *affinis* Sternberg, espèces que l'on trouve ailleurs dans le Flysch nummulitique mais qui ont des formes à peu près identiques dans les autres terrains ;

3° quelques vagues traces présentant la forme de sacs, et provenant de certains bancs du Flysch de la Terrasse (fig. 28).

J'insisterai sur les quelques faits négatifs suivants. Je n'ai jamais rencontré ni les helminthoïdes si caractéristiques du Flysch, ni de bélemnites. J'ai fait plusieurs centaines de plaques minces dans toutes les roches du Nummulitique sans que jamais l'une d'elles m'ait montré des traces certaines de Nummulites.

Différences de faciès.

Les différences de faciès ne sont en général pas très sensibles, exception faite des grès grossiers.

Les conglomérats. — Il n'y a pas à proprement parler de changement de faciès dans les conglomérats de base. Ces derniers sont beaucoup plus développés au bord occidental de l'anticlinal de la Portetta pour autant que l'on puisse s'en rendre compte malgré les replis qui existent là. Les conglomérats sont moins épais, plus à l'Est, et leurs deux divisions plus difficiles à saisir. Il en est de même vers le Nord. A l'Ouest de la nappe de l'Embrunais, comme dans le synclinal du Crêt du Rey, les éléments du conglomérat sont moins nombreux et de plus petite taille. Toutes ces différences sont peu sensibles. Mais il en est d'autres plus remarquables. En allant de l'Ouest à l'Est, on constate que l'ensemble des conglomérats devient de moins en moins gréseux et à éléments de moins en moins polygéniques. Cela est déjà très appréciable si l'on examine la nappe de l'Embrunais à la hauteur de Centron et de Montgirod, ou à la hauteur du Crêt du Rey, de la Pointe de l'Echelle et de la Roche à Thomas. C'est encore plus sensible si l'on examine la nappe de l'Embrunais depuis la chaîne du Grand Fond jusqu'à la Pointe de Praina ; là en effet, apparaissent des conglomérats dont la situation tectonique est plus interne. Dans la chaîne du Grand Fond et dans la Combe de la Nova les conglomérats présentent leurs caractères ordinaires. Dans l'anticlinal de Crêt Bettex, ils sont déjà moins gréseux, les éléments sont de plus petite taille et bien moins polygéniques. Le ciment calcaire prend déjà une part très prépondérante et donne à la roche des teintes plus claires qu'à l'Ouest. Ces phénomènes s'accentuent au Passage de la Brebis. Dans le massif de Praina et dans les bancs calcaires du vallon du Versoyen, l'effet est porté à son maximum. Les conglomérats ne sont plus alors représentés que par des calcaires cristallins, gris ou bleuâtres, finement spathiques, et dont les surfaces altérées restent claires. Ils présentent cet aspect sur de grandes étendues mais sont, aussi parfois, microbréchoïdes. Les éléments toujours de petites tailles, anguleux, dolomies, calcaires, grains de quartz, micas, schistes, peuvent quelquefois augmenter de dimension et dépasser le centimètre, mais sans jamais atteindre la taille de ceux des conglomérats normaux et sans jamais être aussi abondants. La distinction de deux assises de conglomérats, différents par leur teinte et leur nature pétrographique, a disparu en même temps.

En résumé, il y a, de l'Ouest à l'Est, diminution remarquable de la clasticité et des apports de quartz.

Les schistes noirs à quartzites verts. — Dans la zone des imbrications il est de règle que les schistes noirs et les quartzites verts fassent défaut. Mais cela est d'ordre tectonique. Ils sont bien représentés dans le synclinal du Crêt du Rey et dans celui de la Pointe de l'Echelle. Il n'en est plus de même dans le synclinal du Roignais. Leur épaisseur est beaucoup plus faible. Enfin ils manquent dans les régions plus internes, c'est-à-dire dans la région des calcaires microbréchoïdes de la Pointe de Praina et du vallon du Versoyen.

Cette même formation, très développée au Sud, perd de l'importance vers le

Nord, n'est plus que faiblement représentée dans la Combe de la Nova et existe à peine, au col de la Seigne.

Les grès grossiers calcarifères à microbrèches. — Les grès grossiers sont bien développés à l'Ouest dans le synclinal du Crêt du Rey et dans celui de la Pointe de Combavent où ils forment un niveau constant, très puissant. Plus à l'Ouest, dans la zone des imbrications leur réduction n'est due qu'au laminage et à l'étirement. Plus à l'Est, sur le bord oriental de l'anticlinal de la Portetta, les grès grossiers assez réduits stratigraphiquement prennent un caractère qui les rapproche du Flysch. Enfin dans une région plus interne encore, dans le massif de Praina et le vallon du Versoyen, ils font complètement défaut. Une semblable transformation se fait également du Sud au Nord. Bien développés à la hauteur de la Pointe de Combavent et dans le massif de la Portetta, ils commencent à diminuer d'épaisseur à partir du col de Bresson. Dans le haut vallon des Glaciers et au col de la Seigne, ils ne sont plus guère développés et se fondent graduellement dans le Flysch dont ils prennent les caractères.

Un changement de faciès très important se produit au Sud de la région étudiée. Déjà dans les grès grossiers du flanc septentrional de la Pointe de l'Echelle, dans les grès grossiers du Crêt du Rey, apparaissent des intercalations de brèches très polygéniques dont les éléments sont presque uniquement des roches siliceuses, en général des roches cristallines, granites, gneiss, micaschistes. Les éléments calcaires ou dolomitiques y sont au contraire rares. Ces conglomérats prennent de plus en plus d'importance vers le Sud, si bien, qu'à la Pointe du Col déjà, ils remplacent complètement les grès grossiers. Et plus au Sud encore, ils s'étendent, de plus en plus caractéristiques jusqu'au lac d'Arcachat, dans les montagnes de Montgirod et dans la forêt du Dreset. Ces conglomérats polygéniques sont de teinte claire, généralement grise et prennent lorsqu'ils sont altérés une teinte blanchâtre. Ce qui les différencie de tous les autres conglomérats, c'est d'abord leur situation entre le Flysch et les schistes noirs à quartzites verts, c'est ensuite l'absence à peu près complète de carbonates soit de chaux soit de magnésie. Le calcaire, fait en effet à peu près complètement défaut dans le ciment ainsi que les galets calcaires ou dolomitiques du Trias.

Le ciment toujours à très gros grain n'est composé presque uniquement que de quartz, de micas blancs, disposés parallèlement les uns aux autres et de feldspaths brisés, orthose, microcline et plagioclase plus rare. Accessoirement il y a de l'apatite et des traces de calcite. La taille des grains est très variable mais toujours assez grande, comprise généralement entre 1 millimètre et 1 centimètre. Il y a tous les passages entre galets et grains. Une des plaques minces taillées dans ce ciment m'a montré, outre un abondant développement d'albite fait aux dépens des autres feldspaths, une grande production de phlogopite.

J'ai déjà dit que les galets sont formés presque uniquement de roches cristalines. Ce sont en effet des granites, des gneiss, parmi lesquels il y en a à grenats, des micaschistes, des quartz filoniens, etc. Les roches du Trias sont assez rares.

Ce sont des quartzites, des dolomies et des calcaires toujours en très petits galets ; alors que les roches cristallines atteignent une taille plus grande mais jamais exagérée comme dans les conglomérats de la base.

Le Flysch. — Les changements de faciès purement stratigraphiques sont encore plus difficilement saisissables. Néanmoins on peut se rendre compte que les assises sont de moins en moins gréseuses vers l'Est. Les calcaires gréseux bruns, les grès deviennent moins fréquents, les calcaires bleuâtres prennent au contraire plus d'importance.

Au Passage de la Brebis j'ai indiqué la présence de calcaires gris foncé ou gris clair, spathiques, écrasés, à surface schisteuse luisante, noire irrégulière, de plaquettes de calcaire gris, très finement spathique, alternant avec des schistes noirs, de schistes noirs luisants ou non, souvent très plissotés, de calcaires gris bleu un peu gréseux à patine brune et semblables à ceux du Flysch, et qui peuvent être microbréchoïdes. Des couches semblables se trouvent à la Clavettaz.

A la Terrasse il y a des schistes noirs et des grès semblables à ceux du Houiller, mais aussi des schistes noirs très pyriteux, des schistes argileux noirs, mats, très plissotés, des schistes noirs un peu chloriteux, des schistes gris, des calcaires cristallins, gris, en plaquettes légèrement sériciteuses, des calcaires noirs un peu gréseux.

Si les premières couches peuvent être considérées comme du Flysch écrasé il est possible que ces dernières soient des couches élevées du Flysch.

L'épaisseur des couches.

L'épaisseur des conglomérats est assez variable. Elle oscille autour de 150 mètres. Dans le synclinal du Roignais, elle peut descendre à 50 mètres. Dans la chaîne du Grand-Fond et dans le massif du Crêt du Rey elle monte jusqu'à 150 mètres et jusqu'à 250 mètres dans le massif de la Portetta.

Les schistes noirs à quartzites verts ne dépassent que rarement quelques dizaines de mètres.

L'épaisseur normale des grès grossiers et des conglomérats qui leur sont équivalents, est toujours inférieure à celle des conglomérats de la base du Nummulitique. Elle oscille entre 40 et 150 mètres. Il est très difficile d'évaluer le développement stratigraphique réel du Flysch très souvent exagéré tectoniquement et d'autant plus qu'il est le dernier dépôt connu dont on ignore par conséquent le sommet. Il doit atteindre environ 2.000 mètres.

Relations des terrains avec le substratum. Pl. V, fig. 2.

J'ai montré que les conglomérats ne sont pas en intercalations dans la série que j'ai attribuée au Nummulitique mais qu'ils forment, partout, à la base, un niveau très constant. C'est ce que l'on trouve dans presque toutes les séries transgressives. D'autre part, comme je l'ai déjà montré, les conglomérats renferment les éléments les plus divers empruntés au substratum même de la nappe

de l'Embrunais : Houiller, toutes les roches du Trias (quartzites, calcaires et dolomies, schistes verts, gris et violets, ces derniers si caractéristiques du bord occidental de la nappe), calcaires rhétiens, du Lias inférieur, calcaires du type des Etroits du Ciex, avec leurs silex à spicules de spongiaires, avec leurs brèches, leur marbre du type de Villette, enfin calcaires du Dogger (?). Seuls les galets de roches éruptives et cristallophylliennes paraissent, à première vue, étrangers. Il y a donc eu, dans la nappe de l'Embrunais, sous ces conglomérats, une érosion puissante ainsi que l'indiquent leur épaisseur et la présence de Houiller. Et cette érosion n'est pas locale comme le montre l'extension régulière des conglomérats.

De plus, si l'on considère, maintenant, leurs affleurements, on voit les conglomérats reposer, tantôt sur les quartzites du Trias (à l'Ouest de la Pointe Motte, dans l'anticlinal de Crêt Bettex), tantôt sur les calcaires et les dolomies du même étage (à l'Ouest de la Pointe de la Rossa, à l'Ouest du col de la Nova, au Sommet de Gargan, dans l'anticlinal du Pont Saint-Antoine), tantôt sur le gypse (au Bouillissoir de Tessens, à l'Ouest du Passage de Villette), tantôt sur le calcaire cristallin liasique (Montagne de Montgirod, massif du Crêt du Rey, de la Pointe de l'Echelle, Rocheboc, Mont Rosset, etc.) et tantôt sur les calcschistes supposés du Dogger (?) dans la chaîne du Grand Fond à la Portetta, dans le ravin du Nant de Tessens, dans la montagne de Montgirod. Et au Sud des Glinettes dans le vallon des Glaciers, les conglomérats reposent même sur les quartzites redressés. A l'Est de la Grande Parei, le contact avec les couches oolithiques est des plus nets. Il n'y a pas de passage, la séparation est brusque ; et les conglomérats nummulitiques renferment à la base en grande abondance les calcaires sous-jacents remaniés. J'ai montré que de même, dans le massif du Grand Fond, il n'y a aucun passage entre les conglomérats nummulitiques et les couches du Dogger (?) ; il semble même qu'il y ait discordance. *Tous ces faits montrent très clairement que la série nummulitique est transgressive sur une région très fortement érodée, exondée pendant un long temps durant lequel il a pu se produire des redressements de couches.* Dans une région qui a subi autant que celle-ci des actions dynamiques, il est difficile de faire exactement la part de la stratigraphie et de la tectonique en ce qui concerne les relations des conglomérats avec leur substratum. Je n'ai cité dans les lignes précédentes que ce qui me paraissait être surtout d'ordre stratigraphique. La tectonique a sa part. Si elle peut accentuer les discordances stratigraphiques, elle peut également relier les terrains entre eux. Si deux séries se plissotent, il en résulte que les affleurements peuvent montrer des intercalations des séries l'une dans l'autre, simulant ainsi un passage. De même si deux séries jouent l'une par rapport à l'autre, il peut pénétrer dans l'un des terrains des échardes de l'autre. C'est par ces phénomènes que j'explique une liaison que j'ai observée, entre les calcschistes jurassiques et les conglomérats nummulitiques dans l'anticlinal du lac de l'Arcachat. Il est vrai que l'on peut aussi admettre que les brèches qui sont intercalées dans les calcschistes appartiennent aussi au Jurassique. Les affleurements sont trop couverts de pâturages pour que l'on puisse être affirmatif.

L'âge des terrains.

Avant de discuter l'âge de cette formation, je ferai quelques remarques préliminaires :

La série du Nummulitique forme un ensemble homogène. — Avant tout, la série depuis les conglomérats jusqu'aux parties les plus élevées du Flysch est *une*. On n'y voit aucune discontinuité de sédimentation : J'ai montré que les conglomérats, les schistes noirs à quartzites verts, les grès grossiers, le Flysch sont stratigraphiquement reliés entre eux. W. Kilian et J. Révil [171, 172] ont cru toutefois pouvoir introduire une discontinuité au sein des conglomérats. J'ai démontré plus haut (p. 264) qu'il n'y en a pas. Et le fait que toute cette série est transgressive par ses conglomérats de base, qu'elle repose tantôt sur le Trias, tantôt sur le Lias, tantôt sur l'Oolithique, signifie bien qu'elle ne forme qu'un tout. Si donc on discute l'âge de cette formation, il faut la prendre entière. On ne peut laisser à part l'un de ses termes.

La série ne peut être placée dans le Lias. — On a voulu placer tous ces terrains dans le Lias. Un rapide examen des observations que j'ai faites, permet immédiatement de réfuter cette hypothèse. *En effet les conglomérats de base de la série, reposent incontestablement non seulement sur des calcaires liasiques et des brèches liasiques très importantes, mais encore sur des formations plus récentes que l'on peut attribuer au Dogger* (?) *; et ces roches liasiques et du Dogger* (?) *sont remaniées dans le conglomérat.* Etant donnée l'incertitude de l'âge des terrains attribués au Dogger on peut seulement affirmer, avec sûreté, que la série dont il est question est postérieure au Lias. J'indiquerai le massif de l'Aiguille du Grand Fond à ceux qui voudraient trouver en Tarentaise la superposition des deux brèches liasiques et nummulitiques. Il est aisé de voir là, que les conglomérats nummulitiques reposent sur une épaisse formation comprenant de haut en bas : 1° un calcaire cristallin ; 2° des brèches très épaisses dont la base est liasique et la partie supérieure probablement plus récente ; 3° des calcschistes à blocs géants de roches, et que tout cela représente toute une longue histoire sous la série supposée nummulitique.

La stratigraphie du synclinal du Roignais est la même que celle des autres parties de la nappe de l'Embrunais. — On a voulu séparer toute la formation du synclinal du Roignais du reste de la nappe de l'Embrunais. J'ai montré au cours de la description que la série stratigraphique y était la même. En effet, sur le Lias reposent en succession régulière : 1° des conglomérats de teinte claire, puis de teinte foncée ; 2° des schistes noirs à quartzites verts ; 3° des grès grossiers, parfois microbréchiformes ; 4° du Flysch, succession identique à celle du reste de la nappe de l'Embrunais et offrant les mêmes caractères pétrographiques. Et de plus j'y ai trouvé des *Chondrites* à Villette. Ces couches doivent donc être attribuées au Nummulitique si elles le sont dans les autres parties de la nappe de l'Embrunais.

Arguments en faveur de l'âge nummulitique. — La superposition des terrains nous montre que les conglomérats de la base sont postérieurs au Lias et peut-être même au Jurassique moyen. Les galets que renferment ces conglomérats, ne nous apprennent rien de plus. En effet, je n'ai pu y trouver aucune roche plus récente que les calcschistes attribués avec doute au Dogger. Les plaquettes de calcaires gréseux de la formation des schistes noirs à quartzites verts, contiennent bien des empreintes de chondrites que j'ai déterminées comme *Chondrites* (*Phycopsis*) *arbuscula* Fischer et Ooster, *Ch intracata* Ad. Brong., *Ch. Targionii* Ad. Br., *Ch. cf. affinis* Sternberg qui sont des espèces du Flysch. Pour beaucoup d'auteurs, elles ne signifient pas grand chose, car ailleurs des chondrites peuvent exister dans les formations antérieures au Nummulitique et leur distinction est très délicate. Il y a bien aussi de très grandes ressemblances lithologiques entre les conglomérats et le Flysch de notre région et ceux qui, en Tarentaise au Sud de l'Isère, sont incontestablement nummulitiques. Le Flysch, d'autre part, ressemble beaucoup au Flysch à Helminthoïdes que j'ai observé en Ubaye, dans la nappe de l'Embrunais, elle-même, au Gias des Chamois où il est formé de calcaires gréseux brun chocolat ou noir, ou bleu noir ou gris bleu, scintillant sur les cassures fraîches, et de grès fins, de calcaires bleu clair à pâte de Flysch calcaire mais un peu plus foncée, le tout alternant en bancs de 5 à 10 centimètres avec de très rares schistes. Les caractères du Flysch de la Tarentaise septentrionale se retrouvent constamment dans le Flysch de l'Ubaye, de l'Embrunais, du massif du Goléon, de la Maurienne, de la Tarentaise méridionale, toutes régions que j'ai parcourues. Mais ce ne sont que des ressemblances lithologiques. Les conglomérats renferment bien des galets de roches cristallines qui abondent toujours dans le Nummulitique plus que dans toute autre formation.

Mais peut-on conclure de tout cela à l'âge nummulitique de la série discutée. Les constatations précédentes nous indiquent seulement que cette série est postérieure au Lias et qu'il y a des présomptions pour qu'elle soit nummulitique.

Il faut ajouter qu'ailleurs dans la nappe de l'Embrunais près de Moutiers, une pareille formation de terrains, à aspect de Flysch et débutant par un conglomérat de base transgressif, ne se rencontre que dans le Nummulitique. Ni l'Oolithique, ni le Crétacé ne commencent pareillement, et ne possèdent de tels faciès. En effet dans la nappe de l'Embrunais et dans celle du Briançonnais, l'Oolithique est soit à faciès corralligène, soit à faciès fin à *Calpionella alpina* Lorenz, soit encore à faciès rouge de Guillestre ; le Crétacé est sous forme de marbres en plaquettes ou de Flysch calcaire. Il est donc difficile de ranger nos terrains dans le Crétacé ou le Jurassique supérieur ou même moyen. On ne peut alors les attribuer qu'au Nummulitique. Mais ce n'est toutefois pas encore une démonstration, ce ne sont là toujours que des présomptions très fortes.

La comparaison avec la série stratigraphique de la Tarentaise méridionale est des plus intéressantes, car elle fournit des arguments encore plus sérieux.

Elle montre qu'en Tarentaise au Nord et au Sud de l'Isère, non seulement les faciès mais aussi les successions des couches sont les mêmes. Examinons la stratigraphie du Nummulitique entre l'Arc et l'Isère. Un peu au Sud du Niélard, entre le Roc Noir et le Cheval Noir, existe un petit col. Là, avec mon ami Ed. Roch [1], j'ai pu relever la coupe suivante, très significative. En montant par le revers occidental, on observe de bas en haut :

1° une grande masse de gypse, qui appartient à l'autochtone (zone dauphinoise), alors que les couches supérieures font partie de la nappe de l'Embrunais ;

2° des cargneules tectoniques renferment un grand nombre de schistes verts triasiques ;

3° des schistes verts et violets du Trias, tout à fait semblables à ceux de la montagne de la Bagnaz ;

4° *a*) des grès *grossiers et des brèches écrasées polygéniques*, où les éléments calcaires et dolomitiques l'emportent complètement sur les éléments de roches cristallines ;

b) des *grès grossiers et des brèches* où, au contraire, ce sont les éléments de roches cristallines qui sont de beaucoup les plus abondants ;

5° des *schistes noirs avec plaquettes de calcaires bruns à Chondrites*. Ils alternent avec des grès grossiers ;

6° des *grès grossiers*, de teinte grise, en gros bancs massifs, formant abrupt. Il y a, là, également des brèches uniquement composées de roches cristallines. Les grès grossiers deviennent de plus en plus fins, plus brunâtres et en bancs moins épais vers le sommet. Il y a alors à nouveau quelques schistes noirs et de petites plaquettes à chondrites. Ces couches passent insensiblement au Flysch ;

7° le *Flysch* formé de calcaires gréseux, bruns, de grès et de schistes noirs et de microbrèches.

J'ai trouvé de petites nummulites dans des éboulis situés au N.E. du Roc Noir, près du petit ruisseau vers l'altitude de 2.300 mètres. C'est le point le plus septentrional où il en ait été trouvées dans la nappe de l'Embrunais.

La coupe du col de Varbuche est tout à fait semblable. Sur le revers oriental j'ai relevé de l'Est à l'Ouest les terrains suivants :

1° *a*) *des brèches polygéniques*, de teinte claire, où les éléments sédimentaires prédominent et où les galets de roches cristallines sont plutôt rares. Elles ressemblent beaucoup aux brèches de base du Nummulitique de la Tarentaise septentrionale.

b) Plus haut, les roches cristallines deviennent de plus en plus abondantes et finissent par prédominer ;

2° des *grès grossiers* en bancs peu épais, alternant avec beaucoup de schistes noirs. A la base il y a quelques brèches à galets de roches cristallines ;

[1] H. Schœller et Ed. Roch. La zone de la nappe de l'Embrunais entre l'Arc et l'Isère. Révision de la feuille de Saint-Jean-de-Maurienne au 80.000e. *C. R. coll. camp. 1926, B. S. C. G. F.*, n° 166, t. XXXI, 1926-27.

3° des *grès grossiers en bancs massifs* avec *brèches polygéniques* abondantes, formées presque uniquement de roches cristallines. Ils affleurent au col même ;

4° du *Flysch*, avec des calcaires gréseux bruns, identiques à ceux de la Tarentaise. Ils alternent avec des schistes qui sont plus abondants vers le sommet. A la base du Flysch j'ai retrouvé de petites nummulites.

Une coupe à peu près semblable peut être faite sur le revers occidental du col.

Ces deux coupes montrent donc que, en résumé, il y a une succession formée de bas en haut par :

1° des conglomérats beaucoup plus gréseux, plus polygéniques et avec un plus grand nombre de roches cristallines, au sommet qu'à la base ;

2° des schistes noirs alternant avec des grès et des plaquettes de calcaires à *Chondrites* ;

3° des grès grossiers, calcarifères, en gros bancs massifs, passant parfois à des conglomérats dont les éléments sont essentiellement des roches cristallines. Ils forment un escarpement à la base du Flysch ;

4° du Flysch très épais, formé d'une alternance de calcaires gréseux, de calcaires et de schistes ; suivant les points ce sont tantôt l'une, tantôt l'autre de ces roches qui prédominent. Le Flysch contient, aussi, des bancs de grès ou de microbrèches.

Or des nummulites ont été ramassées dans le Flysch, dans la vallée de l'Arc [152, p. 227], au col de Varbuche [1]. E. Roch en a trouvé au col du Bonnet du Prêtre, et j'en ai récolté moi-même [2] à nouveau comme on l'a vu plus haut, à savoir en deux points, au col de Varbuche puis au N.E. de la Roche Noire. M. Gignoux [3] en a trouvé dans les brèches à Villarclément. Il est donc bien incontestable que toute cette série depuis les conglomérats jusqu'au Flysch est bien nummulitique.

Et maintenant si l'on compare les diverses assises du Nummulitique de la Tarentaise méridionale avec celles de la Tarentaise septentrionale, on voit *qu'elles sont à peu près identiques* : Les conglomérats de la base ont les mêmes caractères au Nord et au Sud de l'Isère. Les quartzites et les schistes noirs qui leur succèdent, renferment ici aussi des plaquettes de calcaires à chondrites. Les grès grossiers ne sauraient être distingués de ceux de la Tarentaise septentrionale et peuvent, dans les deux régions, passer à des conglomérats formés uniquement de roches cristallines. Ils constituent toujours un escarpement sous le Flysch qui enfin contient des éléments absolument identiques.

Mais ce que la comparaison montre de plus remarquable, c'est *l'identité* de la succession des faciès : Aux brèches de teinte claire, à ciment calcaire et à rares

[1] W. Kilian. Sur la structure du massif de Varbuche (Savoie). *Bull. Soc. hist. nat. de Savoie*, 1re série, t. IV, 1890.

[2] H. Schœller et E. Roch (*loc. cit.*).

[3] M. Gignoux. Révision de la feuille de Lyon au 320.000e. *C. R. coll. camp. 1912, B. S. C. G. F.*, t. XXII, n° 133, p. 101, 1912-13.

éléments de roches cristallines, succèdent au Nord comme au Sud de l'Isère, des brèches brunes plus gréseuses, plus polygéniques, où les éléments de roches cristallines prédominent.

Dans l'une comme dans l'autre région, au-dessus des conglomérats, la sédimentation devient plus fine et en même temps plus siliceuse, avec les mêmes schistes noirs, à quartzites et à plaquettes de calcaires bruns à chondrites. La même réapparition de la clasticité grossière se fait au-dessus, avec les grès grossiers massifs qui dans les deux régions peuvent passer à des conglomérats composés uniquement de roches cristallines. Enfin au Nord comme au Sud de l'Isère, la série devient ensuite moins détritique, passant à un Flysch très épais.

Non seulement ces différents faciès se succèdent dans le même ordre, *mais aussi les diverses assises du Nummulitique ont des épaisseurs relatives identiques en Tarentaise septentrionale et en Tarentaise méridionale.*

De l'identité de la succession des différentes assises reconnues dans ces terrains, de l'identité de leurs épaisseurs relatives, de la similitude et de l'identité de leurs faciès, on peut conclure avec les plus grandes probabilités que les brèches de Tarentaise et les couches qu'elles supportent sont nummulitiques au Nord de l'Isère. Et ces comparaisons sont d'autant plus licites qu'elles sont faites dans une même unité tectonique, la nappe de l'Embrunais, où de plus, au Sud de l'Isère, la stratigraphie du Secondaire est la même : Le Trias y est aussi à l'état de schistes verts et violets et gris dans la bordure occidentale de la nappe ; le Lias est aussi un calcaire cristallin dans lequel on a trouvé des fossiles à Dorgentil et au Nielard. Et ce calcaire cristallin est lui-même aussi surmonté de brèches [1] qui ne sont pas sans rappeler les conglomérats inférieurs du massif du Grand Fond ; et là aussi s'arrête la série du Secondaire ; car immédiatement dessus reposent les conglomérats du Nummulitique.

La stratigraphie entière est donc la même en Tarentaise méridionale et en Tarentaise septentrionale. Dès lors les comparaisons s'affirment. En effet si les conglomérats et le Flysch de la Tarentaise, au Nord de l'Isère, formant une série peut-être de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur, ne sont pas nummulitiques on devrait les retrouver dans la région de Varbuche et du Roc Noir, entre les conglomérats nummulitiques et les brèches secondaires du type du Niélard. Or ils n'existent pas. On aurait disparition du Nummulitique de la Maurienne aux approches de l'Isère et remplacement de celui-ci, au Nord de cette rivière, par une formation qui lui est identique, mais d'âge plus récent. Une semblable curiosité serait bien extraordinaire et n'est pas loin de confiner à l'absurde.

Tels sont les arguments favorables à l'âge nummulitique de la formation dis-

[1] Dans les brèches liasiques du Niélard et qui sont situées au-dessus du calcaire cristallin, on a trouvé des *Gryphea arcuata* Lk. Les gryphées que j'ai observées au Niélard, sont dans des galets de calcaire cristallin remanié. Aussi peut-on se demander s'il n'en est pas ainsi d'un grand nombre de fossiles de cette brèche et si, comme en Tarentaise, elle n'est pas postérieure au Lias.

cutée. Aucun de ceux-ci n'est absolument décisif. Cependant ils parlent tous dans le même sens.

Arguments contraires à l'âge nummulitique. — Mais il y a des arguments contraires à l'hypothèse de l'âge nummulitique des conglomérats et du Flysch de la rive droite de l'Isère. Ce sont :

1° la présence de bélemnites au col de la Seigne, au col du Petit-Saint-Bernard et au col du Coin ;

2° l'absence de nummulites et d'helminthoïdes ;

3° la présence de brèches du Télégraphe.

M. M. Gignoux [159] trouva en 1913 une bélemnite au col du Coin : « un argument absolument décisif pour l'âge liasique des brèches de base de cette deuxième zone (c'est-à-dire celle de la Grande Parei, de Pierre Menta, de l'Aiguille du Grand Fond) m'a été fourni par l'étude du massif du Mont Coin ». Grâce à l'amabilité de M. M. Gignoux, j'ai pu avoir entre les mains cet échantillon de bélemnite trouvée en un lieu appelé « Col du Coin » [1] et qu'il faut identifier avec les escarpements qui dominent le Lac des Fées au Nord du Cormet d'Arèches. Comme M. Gignoux l'a fort justement remarqué, la roche qui renferme la bélemnite est une brèche identique à celle de Villette. C'est un marbre violet tel qu'on en trouve dans les carrières de marbre de cette localité. Elle renferme les mêmes petits galets de dolomie. D'après M. Gignoux elle provient d'un ensemble compris entre le Lac des Fées et la chaîne de la Portetta, ensemble dans lequel il n'y a dès lors aucune raison pour y voir du Nummulitique. La description que j'ai donnée de la zone des imbrications, de la zone du Crêt du Rey, du synclinal de la Pointe de l'Echelle, du versant septentrional du vallon du Cormet d'Arèches, montre clairement que tout cet ensemble n'est pas simple, mais que c'est en réalité une série d'imbrications fort complexe. Par conséquent la trouvaille de la bélemnite du lac des Fées ne peut influencer la stratigraphie de toutes les couches comprises entre ce lac et la crête de la Portetta, où le Nummulite peut fort bien exister.

Des bélemnites ont été également trouvées au col de la Seigne et aux environs du col du Petit-Saint-Bernard et on a voulu conclure de ces faits à l'âge liasique ou jurassique de tous les calcschistes qui s'étendent à la frontière franco-italienne entre ces deux cols :

C'est à Franchi [105, 111, 130, 138] que l'on doit la découverte de

[1] L'étiquette porte « Brèche liasique avec Bélemnite, col du Coin (versant S. base de l'abrupt au-dessus du petit lac de Chautagne), Massif de Beaufort ». M. Gignoux indique d'autre part dans le texte de sa note que la bélemnite provient des calcaires situés au-dessus du lac moranique, indiqué par la carte de l'Etat major près de la cote 1944, et que les éboulis qui entourent ce lac recouvrent les schistes bigarrés. La coupe observée se trouve, dit-il, au S.W. du Mont Coin.

De tout cela, il résulte que la bélemnite n'a pas été trouvée au col du Coin comme on l'a écrit. Ce col se trouve en effet entre le Mont Coin et la Portetta. Il provient de l'escarpement qui, au Nord du Cormet d'Arèches, domine le lac morainique appelé lac de Chautagne par M. M. Gignoux et nommé lac des Fées sur la carte au 50.000e.

bélemnites au col du Petit-Saint-Bernard et aux environs. Les calcschistes qui contiennent ces fossiles sont incontestablement liasiques. Il ne saurait y avoir de doute à ce sujet. Mais les calcschistes en question font partie d'une toute autre unité tectonique que la nappe de l'Embrunais, comme je l'ai mis, le premier, en évidence en 1927 [200]. Cette unité tectonique que j'ai rattachée au bord externe de la nappe du Briançonnais, est absolument indépendante de la nappe de l'Embrunais. Les découvertes de Franchi ne peuvent donc entrer en considération pour l'âge des calcschistes de la nappe de l'Embrunais, qui s'étendent entre le col de la Seigne et le col du Breuil, contrairement à ce que pense le savant géologue italien.

Les bélemnites du col de la Seigne n'apportent pas non plus une preuve formelle de l'âge liasique de ces mêmes calcschistes :

Il y a déjà fort longtemps que Studer [26] a signalé la présence de bélemnites au col de la Seigne. « Man hat früher den schwarzen, mit Gyps und Rauchwacke verbundenen Schiefern und Kalksteinen des Col de la Seigne Belemniten gefunden », dit-il. Mais ceci ne s'applique nullement aux couches du synclinal de la Seigne, mais bien plus probablement à celles de la zone dauphinoise. Plus tard, en 1900, Franchi [111] trouva au même col, des bélemnites dans un banc de brèche intercalé dans les calcschistes : « Nel 1900 furono notati i numerosi banchi di breccie intercalate nei calcescisti al versante destro della valle Veni ; ed in di essi al colle della Seigne fu trovata qualche belemnite ». La feuille Monte Bianco [157] de la carte géologique italienne au 100.000e, indique par contre le gisement fossilifère au col même, c'est-à-dire entre le Trias du col et le banc de brèches qui affleure derrière la baraque des douaniers italiens. Et d'autre part, le gisement de la bélemnite du col de la Seigne, serait dans ce banc de brèche, mais bien au Nord du col, d'après la planche 2 de la note de Franchi, Kilian et Lory [134]. On peut se demander s'il n'y a qu'un ou s'il y a plusieurs gisements fossilifères. Tout cela forme un ensemble assez peu précis et même parfois contradictoire et d'autant plus, qu'il n'est très souvent question que d'une seule bélemnite. Je vais cependant admettre qu'il a été trouvé des bélemnites dans chacun de ces gisements.

La bélemnite qui aurait été trouvée au col même, proviendrait d'une zone d'écailles où il y a pu avoir un mélange de brèches liasiques et de brèches nummulitiques. En effet, cette zone d'écailles correspond précisément au prolongement du grand anticlinal complexe de la Portetta qui, dans la Combe de la Nova, contient des brèches incontestablement secondaires. La tectonique est, en ce point du col de la Seigne, trop compliquée pour que l'on puisse affirmer que la bélemnite provient d'un de ces conglomérats que je rattache au Nummulitique, ou d'un conglomérat équivalent des brèches secondaires du massif du Grand Fond. Cet argument ne peut donc pas être pris en considération.

L'argument tiré de la présence d'une bélemnite dans le banc de brèche du col de la Seigne n'est pas non plus décisif. Il semble bien qu'il n'y ait été trouvé là qu'une bélemnite. En effet, dans la note de Franchi, Kilian et Lory [134] il n'est bien question que d'une. Il en est de même dans une lettre que M. S. Franchi a

bien voulu m'envoyer en décembre 1928 et dont je cite le passage suivant : « Quant à l'échantillon de brèche polygénique « avec bélemnite » du Col de la Seigne, qui a déjà paru dans une exposition de fossiles à Paris, faite en 1900, il me semble, je regrette de ne pouvoir l'envoyer, étant *unique* [1]. La bélemnite n'est pas déterminable spécifiquement, mais on y voit bien le phragmocone ». Cet argument de la présence d'une bélemnite dans le banc de brèche, dis-je, n'est pas décisif parce que l'on sait que de semblables fossiles peuvent se trouver remaniés dans les conglomérats nummulitiques. Cela est assez fréquent dans l'Ubaye où une même roche montre côte à côte bélemnite et nummulites [2].

Les arguments contraires à l'hypothèse de l'âge nummulitique des conglomérats et du Flysch de la nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère, certainement les plus impressionnants, sont l'absence de nummulites et d'helminthoïdes. Mais ces arguments sont basés sur des faits négatifs. Ils doivent donc n'entrer en considération qu'à l'égal de probabilités. On peut d'ailleurs essayer d'expliquer l'absence de ces fossiles de la façon suivante : Le métamorphisme est déjà assez accentué dans la nappe de l'Embrunais, au Nord de l'Isère, pour que toutes les roches aient subi une recristallisation et pour que la structure primitive des bélemnites dont il n'en reste plus que les contours, ait été complètement effacée. Il n'est dès lors pas étonnant que la structure beaucoup plus fragile des nummulites ait aussi disparu.

D'autre part on peut constater dans la nappe de l'Embrunais que les nummulites sont très abondantes dans l'Ubaye et l'Embrunais, qu'elles sont bien moins fréquentes en Maurienne, et qu'enfin en Tarentaise méridionale, elles ne sont plus que des raretés. Dès lors il n'y a rien de surprenant à ce qu'elles soient absentes plus au Nord. Des conditions paléobiologiques y sont peut-être pour quelque chose.

Le plus étonnant certainement est de ne pas avoir trouvé d'helminthoïdes avec les Chondrites. Peut-être ici aussi les conditions paléobiologiques ont-elles joué leur rôle.

Quant à l'argument tiré de la présence de la brèche du Télégraphe en Tarentaise, j'ai montré, plus haut, son inanité.

Confrontant tous les arguments il est facile de se rendre compte que ceux, favorables à l'âge nummulitique de la formation des conglomérats et du Flysch de la Tarentaise, l'emportent de beaucoup sur les probabilités contraires.

L'âge de chacune des divisions du Nummulitique.

L. Moret [3] a montré que le Lutétien s'est étendu en Savoie jusqu'au Roc de Chère, qu'il y a eu une régression au Lutétien supérieur, avec formation d'un

[1] C'est S. Franchi qui souligne.

[2] Yv. Gubler-Wahl, *La nappe de l'Ubaye au Sud de Barcelonnette*, p. 115. Paris, Jouve et Cie, 1928.

[3] Je renvoie le lecteur pour tout ce qui concerne le Roc de Chère à l'ouvrage de L. Moret, Monographie géologique du Roc de Chère. *B. S. C. G. F.* nº 159, 1924-25.

niveau lacustre. Et, d'après cet auteur, la transgression nummulitique qui est venue recouvrir ces terrains est priabonienne.

Les conglomérats de la base du Nummulitique en Tarentaise, représentent un niveau de sédimentation active, peu tranquille, attaquante, une période de glyptogénèse marine intense. C'est un niveau de transgression, mais d'activité plus ample qu'un simple conglomérat de base. Le niveau de schistes noirs à quartzites verts et plaquettes de calcaire gréseux à chondrites correspond certainement à une période relativement tranquille de la sédimentation. Au contraire les bancs de grès grossiers avec les brèches à éléments de roches cristallines, indiquent une reprise de l'activité érosive, une nouvelle période d'attaque de la mer.

En admettant que le jeu des transgressions et régressions de Haute-Savoie a eu une répercussion sur la sédimentation de la nappe de l'Embrunais, ce qui est très logique, on peut supposer que la période d'accalmie, pendant laquelle se sont déposés les schistes noirs à quartzites verts, correspond à la régression du Roc de Chère avec ses couches lacustres et que les conglomérats et grès grossiers se rapportent aux périodes de transgression. *Dès lors on peut supposer que les conglomérats sont lutétiens, les schistes noirs à quartzites verts, Lutétien supérieur et que les grès grossiers et le Flysch qu'ils supportent sont priaboniens.* Dans cette hypothèse j'ai admis que l'Auversien des Alpes est à rattacher au Lutétien [1].

Ces hypothèses ne représentent évidemment que des suggestions. Si j'ai employé cette méthode, c'est que, contrairement à ce que l'on pourrait croire, le Nummulitique de la vallée de l'Arc est loin d'être connu, et que la stratigraphie de la base du Nummulitique y est encore insuffisamment étudiée.

La sédimentation du Nummulitique et Paléogéographie.

Après une longue période d'émersion, la mer est revenue transgressive, déposant d'épais conglomérats. Il a donc pu y avoir une dénudation importante avant le retour de la mer nummulitique. A ce moment, non seulement les roches du Dogger (?) et du Lias, mais aussi celles du Trias affleuraient. Ce qui montre en même temps que les mouvements anténummulitiques ont été très actifs. La puissance des conglomérats, la présence des brèches indiquent que ceux-ci ne sont pas un simple conglomérat de base mais que la sédimentation ultra-détritique, violente, s'est longtemps poursuivie après l'immersion. Dès lors on peut se demander si les apports des matériaux des conglomérats ont leur origine soit dans des éboulements lointains des falaises de la mer nummulitique soit dans des arrachements d'une ride géanticlinale qui s'élevait au milieu de cette mer. Or les éléments des conglomérats ont été tous, sauf les roches cristallines, empruntés au substratum même de la nappe de l'Embrunais. Je n'y

[1] Cette solution du rattachement de l'Auversien au Lutétien n'est que toute provisoire. La question est restée en suspens. Aucune des preuves données dans les travaux qui ont été faits à ce sujet, n'est décisive.

ai trouvé aucune roche pouvant provenir même de la zone dauphinoise. Les arrachements des matériaux se sont donc faits dans la nappe de l'Embrunais elle-même, même lorsque les parties les plus élevées du conglomérat se sont déposées. Il faut donc admettre, soit que la mer ait stationné longtemps devant une falaise de terrains primaires et secondaires de la nappe de l'Embrunais, soit qu'il se soit formé à ce moment une ride géanticlinale, rajeunissement de celle qui avait été érodée avant le Nummulitique. Cette ride émergeait alors probablement partiellement en cordillère.

Le fait que la sédimentation des conglomérats est de plus en plus détritique vers le sommet et que les roches cristallines y sont plus abondantes, que les conglomérats sont plus polygéniques, indique qu'il a fallu que la sédimentation s'adresse à des matériaux de plus en plus anciens qui, seuls, sont capables de fournir du quartz en grande quantité. La présence de roches cristallines est d'ailleurs assez significative à cet égard. L'érosion progressive d'une cordillère est certainement ce qui explique le mieux les faits.

Quelle marche ont suivi les conglomérats ? c'est-à-dire quel était l'emplacement de la cordillère ? Il est très facile d'y répondre. J'ai montré dans un paragraphe précédent que la clasticité des conglomérats est de moins en moins grande en allant de l'Ouest à l'Est. Les conglomérats deviennent de moins en moins siliceux, leurs éléments de plus en plus petits et de moins en moins nombreux. J'ai montré, d'autre part, que les schistes verts triasiques si caractéristiques de la bordure occidentale de la nappe de l'Embrunais, se retrouvent dans les conglomérats, à l'Est, jusque dans l'anticlinal de la Portetta, qu'ils ne semblent guère dépasser. L'origine des éléments détritiques est donc à l'Ouest.

La formation des schistes noirs à quartzites verts et à plaquettes de chondrites, représente une période de calme relatif. Et, comme je l'ai dit plus haut, elle doit correspondre à la période de régression du Lutétien supérieur de Haute-Savoie, période de faible glyptogénèse se traduisant alors par une lithogénèse très fine. La teneur en silice et en silicates est maximum à cette époque. Comme ces assises perdent leur caractère vers l'Est, l'origine de leurs éléments doit être recherchée à l'Ouest. La présence de nombreux grains de rutile, de zircon, de tourmaline détritiques, montre que ces roches ont été formées aux dépens de roches cristallines. Il est probable qu'à ce moment la mer ne devait pas être très profonde, étant donné la présence de chondrites qui ne peuvent vivre que dans la zone diaphotique [1]. On pourrait penser, toutefois il est vrai, qu'ils ont été apportés là par des courants.

Les grès grossiers traduisent une nouvelle période de glyptogénèse rapide, accompagnée d'une lithogénèse grossière, correspondant probablement à l'avancée de la mer priabonienne. L'origine des matériaux doit être encore recherchée à l'Ouest, car à l'Est ces couches se fondent dans le Flysch. La prépondérance

[1] Dans l'Embrunais et l'Ubaye ces chondrites sont très fréquents dans le Flysch et là ils sont trop nombreux et à des niveaux trop différents pour que l'on puisse songer à des apports de courants. Ils ont dû vivre sur place. Ils indiquent alors que le Flysch n'est pas bathyal comme semblerait l'indiquer son enorme puissance. *C'est un dépôt néritique de géosynclinal.*

de gros grains de quartz, la présence de galets formés à peu près exclusivement de roches cristallines indiquent que les régions qui ont fourni ces éléments, ont été encore plus profondément érodées. La présence d'une ride géanticlinale explique encore le mieux ces faits.

Avec le Flysch apparaît une sédimentation intense, saccadée, avec des retours périodiques à de mêmes phénomènes, ainsi que le révèlent sa nature bien litée, l'alternance très régulière des calcaires ou des calcaires gréseux avec des schistes et des grès.

La sédimentation est bien moins détritique que dans les assises précédentes du Nummulitique, les éléments calcaires prédominant à nouveau ; mais elle n'est point pour cela moins active. Le détritisme moindre montre que la cordillère a dû s'effacer avec l'établissement d'une condition géosynclinale générale de la mer.

Les intercalations de microbrèches plus fréquentes que celles de brèches, sont peut-être dues à des apports de courants sous-marins ou à une érosion sous-marine, peut-être en rapport avec un reste de la ride géanticlinale que j'ai supposée exister.

Caractères morphologiques.

Le Nummulitique, étant le terrain le plus répandu, il joue forcément un rôle prépondérant dans la morphologie de la Tarentaise.

Les conglomérats sont particulièrement résistants à l'érosion aussi constituent-ils presque toujours des parois rocheuses. Lorsqu'ils affleurent à flanc de montagne, comme dans la Combe de la Nova, ils déterminent une longue barre rocheuse aux parois abruptes. Lorsqu'ils forment des montagnes entières, comme à la Pointe de la Rossa, dans la chaîne qui va de la Portetta à l'Aiguille du Grand Fond, avec la Grande Parei, la Pierre Menta, la Pointe de Précettes, ils sont en masses rocheuses déchiquetées aux formes fantasmagoriques. Ce sont de grandes dalles (Grande Parei), des monolithes (Pierre Menta), des murailles verticales (Brèche de Parozan), des crénelures, des dentelles, des forteresses. Nul terrain, plus que celui-ci, ne donne autant de pittoresque à la Tarentaise, nul plus que celui-ci ne peut engendrer autant de féeries.

Les schistes noirs et les quartzites verts, très délitables, ne jouent qu'un rôle secondaire mais toujours bien indiqué. Ils donnent naissance à des replats allongés, au-dessus des conglomérats; à des échancrures dans les arêtes, déterminant alors des passages pouvant même prendre le nom de col (Col de la Nova).

Les grès grossiers se confondent avec le Flysch à la base duquel ils forment un escarpement.

Le Flysch, très puissant, joue un rôle primordial. Lorsque l'érosion ne se fait plus sentir, les terrains ont alors des formes très douces, couvertes en particulier de pâturages très abondants dans les régions méridionales. Mais lorsque l'érosion est très active, comme dans toute la partie comprise entre l'Ormente et la frontière, les massifs, profondément entaillés, sont à parois presque verti-

cales, très élevées comme à la Terrasse, au Roignais. Le Flysch est alors profondément sculpté et donne naissance à d'importants éboulis.

Il est à noter, enfin, que les sommets les plus élevés de la nappe de l'Embrunais sont formés par le Flysch. Tels sont, du Sud au Nord, le Roignais (2.999 m.), la Terrasse (2.891 m.), la Montagne de la Seigne (3.111 m.) et le Mont Lechaud (3.128 m.).

Répartition géographique.

Le Nummulitique occupe la plus grande partie de la Nappe de l'Embrunais, on peut dire la presque totalité. Les masses les plus importantes de conglomérats sont à la Pointe du Col, à la Pointe de Combavent ou Roche à Thomas et dans toute la chaîne de la Portetta à l'Aiguille du Grand Fond. Enfin, les surfaces les plus grandes de Flysch sont les affleurements du synclinal du Roignais, c'est-à-dire les pentes occidentales de la vallée de l'Isère au-dessus de Villette et de Granier, le Mont Rosset, le Roignais, la Terrasse, le massif des Grandes Aiguilles, de la Clavettaz et de Montagne de la Seigne. Le Flysch est encore abondamment répandu dans le synclinal du Crêt du Rey, dans celui de la Pointe de l'Echelle-Parozan.

VII

RÉSUMÉ DE LA STRATIGRAPHIE

Nous avons reconnu dans la nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère, les terrains suivants :

1° du *Carbonifère*, sans caractères spéciaux et dont on ne peut distinguer les divers étages, faute de documents paléontologiques, ce qui n'empêche point de penser que le Westphalien et le Stéphanien y sont représentés ;

2° du *Permien* en affleurements restreints ;

3° du *Trias*, qui comprend de bas en haut :

1° des quartzites ;

2° des couches de passage ;

3° des calcaires, des dolomies, des cargneules et du gypse ;

4° des dolomies, des cargneules et des schistes luisants.

C'est le Trias ordinaire des zones intraalpines. Les seuls fossiles qu'il renferme sont des diploporidées. Un faciès spécial du Trias caractérise le bord occidental de la nappe de l'Embrunais avec des schistes bariolés qui se relient à la base aux quartzites inférieurs et remplacent les calcaires n° 3 du Trias moyen. C'est au moins la conception à laquelle il faut rester tant que l'on n'aura pas démontré que le Houiller de la Bagnaz appartient au Trias. J'ai opposé le faciès de schistes bariolés du bord occidental de la nappe de l'Embrunais à celui qui

(schistes du type de Villarly) dans le bord externe de la nappe du Briançonnais affecte le Trias supérieur et non le Trias moyen ;

4° *du Lias.* Il ne comprend guère que :

1° du Rhétien, qui n'est connu qu'en un petit nombre de points où il est identique au Rhétien habituel des Alpes avec ses lumachelles, ses calcaires scoriacés et ses schistes noirs ;

2° des calcaires noirs ou gris sombre, renfermant fréquemment de gros bivalves. Certains de ces calcaires sont remaniés dans des conglomérats postérieurs et renferment alors *Gryphea arcuata* Lk et sa variété *obliqua* et *Pecten Hehlii* d'Orb. On peut donc les attribuer au Lias inférieur ;

3° des calcaires gris ou blancs largement spathiques contenant fréquemment des silex et, en quelques points, des accidents bréchoïdes tels que le marbre de Villette. Ils paraissent monter jusque dans le Lias supérieur.

Ces divisions du Lias, fort nettes à l'Ouest, s'effacent vers l'Est où l'on ne connaît guère que les calcaires gris ou blancs. Le Lias de la nappe de l'Embrunais est donc surtout organogène. Dans le massif de l'Aiguille du Grand Fond cependant, le faciès détritique apparaît sous forme de conglomérats.

Un fait très caractéristique est l'absence du Lias schisteux.

Le Lias de la nappe de l'Embrunais est, on le voit, particulièrement néritique et contraste, en cela, avec celui des régions qui la bordent tant à l'Est qu'à l'Ouest : nappe du Briançonnais, zone dauphinoise.

On a cité, en particulier dans la région franco-italienne, un Lias de type mixte sorte de marge de transition entre les faciès briançonnais et piémontais. En réalité, c'est du Flysch de la nappe de l'Embrunais, séparé des schistes lustrés semi-métamorphiques de la zone du Petit Saint-Bernard par un contact anormal. Il n'est donc plus permis de parler de Lias de type mixte dans cette partie des Alpes ;

5° *des dolomies et des brèches* qui forment un mince niveau stratigraphique au-dessus du calcaire cristallin de Villette. On le croyait jusqu'à maintenant inférieur à ce calcaire cristallin. Il comprend :

1° des dolomies alternant avec des schistes noirs et contenant des lumachelles à fossiles très mal conservés, mais parmi lesquels j'ai pu reconnaître des *Modiola* et des *Mytilus* ;

2° des dolomies très fines, à cassure ivoirine ;

3° des brèches pouvant alterner avec des schistes rougeâtres. Aucun fossile ne permet de déterminer exactement cette formation. On sait seulement qu'elle est comprise entre le Lias de Villette et le Nummulitique. Les lumachelles font penser au Jurassique moyen, les brèches à schistes rouges au Jurassique supérieur.

5'° *Des calcschistes* commençant dans le massif du Grand Fond par des *conglomérats* qui font place aux couches précédentes dans les autres parties de la nappe de l'Embrunais. Cette formation était complètement inconnue. Les conglo-

mérats sont toujours à très gros éléments, ils sont aussi très polygéniques, sans toutefois renfermer des roche cristallines.

Les calcschistes qui les surmontent, contiennent eux aussi des blocs de roches étrangères de taille souvent gigantesque, mesurant jusqu'à 35 mètres de longueur.

Comme cette formation est supérieure au Lias de Villette et qu'il semble y avoir passage entre les deux, j'ai admis qu'elle pouvait, peut-être, comprendre du Dogger. L'abondance des brèches montre qu'il y avait à cette époque dans la nappe de l'Embrunais une ride géanticlinale.

6° *Le Jurassique supérieur et le Crétacé* déterminés d'une façon certaine, sont complètement inconnus dans la nappe de l'Embrunais soit qu'ils ne s'y soient pas déposés soit qu'ils aient été enlevés par l'érosion avant la transgression nummulitique. Il est à remarquer que je ne les ai jamais trouvés à l'état de galets dans les conglomérats nummulitiques.

7° *Le Nummulitique.* — Je pense que le Nummulitique existe, selon les plus grandes probabilités, dans la nappe de l'Embrunais, sans que, cependant, cette présence soit absolument démontrée. La série attribuée au Nummulitique comprend :

1° des conglomérats qui occupent toujours la base de la série et n'y forment point des intercalations stratigraphiques ou synclinales comme on l'a cru jusqu'à maintenant.

On peut subdiviser ces conglomérats en deux niveaux superposés :

a) des conglomérats de teinte claire, à éléments formés surtout de calcaires et de dolomies du Trias ;

b) des conglomérats de teinte brune, plus gréseux et contenant des roches cristallines en plus grand nombre.

Cette distinction avait été déjà aperçue par W. Kilian et J. Révil qui en avaient conclu à la superposition de brèches polygéniques nummulitiques à de la brèche du Télégraphe d'âge liasique. En réalité il n'en est rien, ces deux conglomérats passent insensiblement l'un à l'autre ;

2° des schistes noirs à quartzites verts et qui contiennent des plaquettes renfermant parfois des chondrites que j'ai déterminées comme des espèces nummulitiques ;

3° des grès grossiers en gros bancs massifs pouvant passer latéralement à des conglomérats formés uniquement de roches cristallines ;

4° une épaisse formation de calcaires gréseux, de calcaires noirs et de schistes alternant entre eux, qui forment le Flysch et qui avaient été confondus avec le Lias et le Jurassique. Kilian et Révil avaient même créé pour ce Flysch le nom Lias de type mixte.

Un fait intéressant dans le Nummulitique est qu'il devient de moins en moins détritique de l'Ouest vers l'Est. Le matériel clastique a donc cheminé suivant cette direction.

J'ai supposé que les conglomérats de la base sont lutétiens, que les schistes noirs à quartzites verts représentent le Lutétien supérieur et que les grès grossiers et le Flysch appartiennent au Priabonien.

CHAPITRE V

TECTONIQUE [1]

Pl. IX et X.

I

HISTORIQUE

La tectonique de la nappe de l'Embrunais n'a guère été spécialement étudiée. Toutes les remarques qui ont été faites sur elle, se rattachent aux notions générales qui avaient cours à l'époque. Pour les anciens auteurs, tous les terrains sédimentaires des Alpes s'appuient en succession normale contre les terrains cristallins. C'est ainsi que pour DE SAUSSURE et ses successeurs [1, 2, 5, 8, 9] les terrains secondaires ou intermédiaires, pour SISMONDA [16, 19, 22], Elie DE BEAUMONT [18], DE COLLEGNO [23] et FOURNET [24], le Lias et l'Oolithique et pour Sc. GRAS [21, 30, 38], les terrains anthraxifères reposent normalement sur les terrains primitifs ou cristallins de la chaîne du Grand Mont et du Mont Blanc. Fournet suit l'école d'Elie de Beaumont et range les plis du Crêt du Rey, de l'Aiguille du Grand Fond dans le système de dislocation N.E. Avec FAVRE [36, 37, 43] la tectonique de la région se précise. La notion de plissement intervient en effet. Enfin LORY [41, 42, 51, 55, 65] suivit avec Vallet les grandes failles qui séparent les différentes zones qu'il avait distinguées dans les Alpes. La deuxième zone correspondant à la nappe de l'Embrunais, est limitée à l'Ouest par une grande faille depuis Saint-Jean de Maurienne jusqu'au col de la Seigne, faille qui n'est autre que le plan de chevauchement de la nappe de l'Embrunais. La grande faille qui limite cette zone à l'Est, correspond au plan de chevauchement de la nappe du Briançonnais. Lory [1] avait déjà remarqué que très souvent ces failles sont obliques et plongent vers l'Est.

[1] Pour suivre tout ce qui concerne ce chapitre V, je prie le lecteur de vouloir tout particulièrement se reporter aux planches IX et X et surtout à la Carte géologique au 50.000e, feuille Bourg-Saint-Maurice, éditée par le Serv. de la carte géol. de Fr.

Les auteurs italiens Baretti [83], Zaccagna [83] n'admirent naturellement pas la présence de ces failles que l'on ne trouve pas, non plus, figurées sur la carte au 80.000e [101].

M. Bertrand l'auteur de cette carte apporta les dernières précisions tectoniques et figura tous les plis tels qu'ils étaient encore compris avant que je n'en aborde l'étude.

J'ai déjà indiqué, dans l'historique général, le raccordement que Kilian et Lory [126] firent en 1906 entre les zones intraalpines de la Maurienne, avec les bandes analogues des Alpes valaisannes. En 1911 Kilian [150] montre l'existence d'une écaille de poussée de faciès briançonnais, refoulée sur la bordure sédimentaire du massif du Mont Blanc. Elle comprend le massif des Aiguilles de Mya et les Pyramides calcaires. Boussac [152] donna à son tour un aperçu de la tectonique de la nappe de l'Embrunais. Il voit très justement la zone des Aiguilles d'Arves se compliquer au Nord et se transformer en un véritable faisceau de plis isoclinaux, de plis failles ou d'écailles. Mais, contrairement à ce qu'il pense, les synclinaux ne se vident pas de leur contenu tertiaire au fur et à mesure qu'on avance vers le Nord ; en réalité le Flysch y est de plus en plus largement représenté.

La plus intéressante note sur la tectonique est certainement due à W. Kilian et Ch. Jacob [154].

Les auteurs y distinguent trois ensembles :

1° un ensemble A qui comprend la région s'étendant entre le Reclus et les Chapieux (c'est la zone du Petit Saint-Bernard et le synclinal du Roignais de la nappe de l'Embrunais). C'est la couverture mésozoïque normale du Houiller du Briançonnais, Houiller refoulé sur cette couverture ;

2° un ensemble B, celui de la Pointe de Mya et qui d'après W. Kilian et Ch. Jacob, correspond à la zone des Aiguilles d'Arves ;

3° enfin la zone C, l'Autochtone.

Si en réalité la plus grande partie de l'ensemble A appartient également à la zone des Aiguilles d'Arves, il n'en reste pas moins que, pour la première fois, les auteurs ont donné une magnifique coupe traduisant à peu de chose près, très exactement la tectonique.

En 1913 et en 1914, M. M. Gignoux [160 et 165] cherche à prolonger vers le Sud les diverses unités distinguées par W. Kilian et Ch. Jacob.

Enfin en 1914 à l'époque où la tectonique avait fait des progrès considérables, Ch. Pussenot [167] donne des coupes bien primitives de la région. L'auteur raccorde notamment par un anticlinal très simple la zone des Aiguilles d'Arves avec la zone dauphinoise ; alors qu'en réalité il y a là tout un paquet d'écailles.

En 1925 E. Haug [190] délimita très exactement la nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère.

[1] Ch. Lory, Sur la sinuosité des failles dans les Alpes. *B. S. G. F.* (2), t. XXV, p. 235, 1867.

II

LES PRINCIPALES UNITÉS TECTONIQUES DE LA NAPPE DE L'EMBRUNAIS [1]

Entre la zone dauphinoise et la nappe du Briançonnais, la nappe de l'Embrunais comprend suivant la partie descriptive de ce travail, à l'Ouest une région d'écailles et à l'Est une région à plis plus réguliers, plus larges, non affectés de cassures et se reliant les uns aux autres.

Dans le détail j'ai distingué de l'Est à l'Ouest :

1° le synclinal du Roignais, surtout formé de Flysch ;
2° l'anticlinal complexe de la Portetta-Combe de la Nova ;
3° le synclinal de la Pointe de l'Echelle-Parozan ;
4° l'anticlinal du Passage de Villette-Pointe de Colonne Noire-col du Coin ;
5° la zone du synclinal du Crêt du Rey ;
6° les plis et imbrications du Quermoz et de la Bagnaz.

Je vais passer en revue chacune de ces unités tectoniques annoncées et définies antérieurement à la p. 92, après quoi je donnerai quelques vues d'ensemble les concernant toutes.

Le synclinal du Roignais.

Le synclinal du Roignais comprend toute la grande masse de Flysch qui est chevauchée, à l'Est, par le Houiller de la nappe du Briançonnais et, au Nord de Bourg-Saint-Maurice, par les calcschistes et les roches vertes de la zone du Petit-Saint-Bernard. A l'Ouest il est limité par les premiers anticlinaux triasiques : anticlinal de Villette-Charves, Nant de Tessens, anticlinal de Pra Plan-Thiabord (au S.E. de la Roche à Thomas et au N.W. d'Aime), anticlinal de quartzites de la Portetta (au N. d'Aime)-col du Grand-Fond-Combe de la Nova (au S.W. de Chapieux), Massif de la Pointe de Mya (au N. des Chapieux).

Le synclinal du Roignais est entièrement formé de Flysch. Il débute très étroit, sur la feuille de Bourg Saint-Maurice en aval du Saut de la Pucelle [2]. Puis très graduellement il s'élargit jusqu'au torrent du Cormet d'Arèches. Dans le massif de Rocheboc, il est à nouveau localement rétréci sous une avancée de la nappe du Briançonnais. Dans le massif du Mont Rosset par contre, il présente déjà une très grande largeur de Flysch. Brusquement à la hauteur du vallon du Charbonnet, il s'élargit considérablement quadruplant au moins ses dimen-

[1] Pour suivre, je prie le lecteur de vouloir tout particulièrement se reporter aux planches IX et X et surtout à la carte géologique aux 50.000e feuille Bourg Saint-Maurice, éditée *par le service de la carte géologique de France.*

[2] Au Sud d'Aime.

sions transversales. Le fait tient à ce qu'il est là mis à découvert par la nappe du Briançonnais. Aux Echines, une autre formation prend la place du Houiller du bord frontal du Briançonnais. Ce sont les roches vertes et les schistes que nous rangeons dans la zone du Petit Saint-Bernard. Ce nouveau front relaie celui du Briançonnais. Il s'avance d'abord vers la Pointe de Praina. Puis nouveau recul du bord frontal. Ensuite depuis le cours inférieur du Versoyen, le recouvrement gagne de l'avant, rétrécissant ainsi petit à petit à nouveau, le synclinal du Roignais. On atteint la crête frontière et le synclinal passe en Italie.

Ce qui limite ainsi à l'Est, le synclinal du Roignais, c'est la nappe du Briançonnais dont le chevauchement est ici incontestable. Nulle part il n'apparaît aussi nettement marqué. En effet le Houiller de la nappe du Briançonnais repose directement sur le Flysch souvent par l'intermédiaire de roches écrasées que j'ai signalées notamment dans le vallon du Charbonnet. Enfin le recouvrement presque horizontal du Houiller du massif des Antoines qui forme une saillie vers l'avant, est très expressif. Les quelques affleurements triasiques qui s'interposent entre le Houiller et le Flysch, près du Blockhaus de la Platte et au pied de la Pointe Leisette ne sont que des lambeaux de poussée. Nulle part il n'y a raccord tectonique entre la nappe de l'Embrunais et la nappe du Briançonnais. Au Nord du vallon du Charbonnet, j'ai dit que la nappe de l'Embrunais est bordée à l'Est d'une nappe de roches vertes ou un repli supplémentaire de la nappe du Briançonnais. C'est ce que j'ai appelé la zone du Petit-Saint-Bernard. Entre celle ci et la nappe de l'Embrunais je n'ai vu, en aucun point, de mylonites importantes. Y a-t-il vraiment charriage de la zone du Petit-Saint-Bernard sur la nappe de l'Embrunais ? Le fait ne paraît pas douteux, car les faciès entre les deux régions sont totalement différents et sont séparés par un contact brutal, sans aucun passage.

Le synclinal du Roignais montre, dans l'ensemble, une masse uniforme de Flysch ; mais il n'est point simple pour cela. Les charnières des plis nombreux qui l'affectent en réalité, sont en général très profondément cachées sous la masse du Flysch qui efface ainsi tous les caractères architecturaux. Mais dès qu'une élévation axiale suffisante ou une érosion assez profonde se produisent, les anticlinaux apparaissent.

Ceux-ci sont beaucoup plus fréquents sur le bord occidental qu'au centre. Je vais passer à leur examen.

Le calcaire cristallin des collines de Villette par sa large extension correspond certainement à plusieurs plis. Vers le Nord-Est il s'enfonce sous les conglomérats nummulitiques plissés dont on voit une charnière exactement au N.E. de Villette puis plus loin dans le ravin du Nant de Tessens. Là, dans ce dernier ravin, l'érosion a été assez profonde pour laisser apparaître le calcaire cristallin. Ces plis se continuent au delà de Tessens.

A l'Est de Pra Plan [1], un anticlinal de Lias accidente le bord occidental du

[1] Au N.W. d'Aime et au S. de la Roche à Thomas.

synclinal. Un peu plus à l'Est un autre anticlinal est rendu sensible par l'opposition des pendages que montre le Flysch au-dessus de la Forêt de la Ravetta. Ces plis s'enfoncent au Thiabord [1], sous l'immense placage de Glaciaire du vallon au Cormet d'Arèches, mais reparaissent dans le massif de Rocheboc. Un anticlinal de conglomérats, probablement le même que celui de Pra Plan, y est très net. Il est séparé de la couverture normale de l'anticlinal de la Portetta par un petit synclinal de Flysch. Il est couché vers l'Est ; c'est donc une sorte de pli en retour. Au delà du torrent de la Portetta le même anticlinal subit certainement une forte élévation axiale faisant apparaître le calcaire cristallin, mais insuffisante pour empêcher celui-ci de s'enfoncer sous le Flysch du Mont Rosset.

L'anticlinal du Flysch de la Forêt de Ravetta signalé plus haut se poursuit au Nord jusque dans le massif de Rocheboc où il est manifeste dans les pendages du Flysch. La remontée axiale du Mont Rosset fait apparaître les grès grossiers de cet anticlinal qui forme ici un pli en retour. Un nouvel abaissement axial le fait disparaître plus au Nord sous le Flysch, abaissement axial ayant également joué pour le premier anticlinal, l'anticlinal de Lias qui devrait sans cela apparaître dans le vallon de l'Ormente.

Les plis du bord occidental du synclinal du Roignais ne se font plus sentir jusqu'au Torrent des Glaciers. Jusque-là on ne voit plus que du Flysch. Mais ensuite, au Sud des Chapieux, à la Petite Terrasse (cote 2.096) [2] apparaissent deux anticlinaux de calcaire cristallin, séparés par un synclinal de conglomérats nummulitiques. Ils traversent le torrent des Glaciers avec un abaissement axial très prononcé, comme l'indiquent très clairement les contours du Tertiaire. Au delà du torrent des Glaciers l'abaissement axial se poursuit de telle sorte que les anticlinaux se couvrent de conglomérats nummulitiques et que le synclinal se comble de Flysch. Seul l'anticlinal le plus oriental ou plutôt le flanc occidental du synclinal du Roignais se poursuit sans discontinuité jusqu'au col de la Seigne. Les unités plus occidentales sont en effet coupées par un plan de chevauchement qui maintenant limite à l'Ouest le synclinal du Roignais.

Des unités tectoniques plus internes n'apparaissent qu'au Nord du massif de la Terrasse sous l'effet d'une brusque remontée axiale. En amont des Chapieux, sur le flanc occidental de la Clavettaz, des anticlinaux percent le Flysch. L'allure lenticulaire de leurs affleurements, l'étirement des couches qui fait apparaître parfois des calcaires triasiques au milieu même du Flysch, montrent que ces anticlinaux sont eux-mêmes étirés, faillés.

D'autres anticlinaux plus internes encore apparaissent dans la vallée des Chapieux surtout à cause de sa profondeur. Le premier, l'anticlinal du Pont Saint-Antoine est ouvert jusqu'aux quartzites du Trias ; le second, l'anticlinal de

[1] Un peu au N. de Praplan.
[2] Sur la croupe montagneuse qui part de Crêt Baudin et se dirige vers la Terrasse.

Crêt Bettex, jusqu'au Houiller. Ils sont à peine déversés et à flanc normal en pente douce. Ils subissent tous les deux une élévation axiale très prononcée ver le N.N.E., à la différence de ce qui se passe plus au N.W., à la Petite Terrasse. Les conglomérats du flanc normal des deux anticlinaux de Crêt Bettex et du Pont Saint-Antoine sont repliés sur eux-mêmes, sans que leurs surfaces supérieure et inférieure paraissent affectées ; ceci va de pair avec le décollement des conglomérats sur leur substratum.

Il apparaît donc très clairement que le synclinal du Roignais n'est pas simple. Il est accidenté au centre d'anticlinaux simplement déjetés ou très légèrement déversés et à l'Ouest d'anticlinaux beaucoup plus franchement déversés et plus isoclinaux. Ces derniers peuvent même, au Nord des Chapieux, s'étirer fortement et nous verrons que c'est en relation avec la résistance opposée par l'anticlinal complexe de la Portetta-Combe de la Nova, résistance qui d'ailleurs a déterminé des décollements à la limite des deux unités tectoniques. De Villette à Rocheboc, il n'y a pas de discontinuité entre l'anticlinal de la Portetta et le synclinal du Roignais. Mais à l'Ouest du massif du Mont Rosset se produisent certainement des décollements importants. Le Lias et les couches de base du Nummulitique sont sinon entièrement supprimés, du moins considérablement laminés, car entre le Flysch et le Trias il n'y a guère de place pour les loger, sous le Quaternaire des vallons de la Portetta et de la Cerdosse. D'autre part, des mylonites grossières de calcaires triasiques viennent témoigner d'un effort tectonique important en ce point. Les décollements ne se font plus guère sentir ensuite jusqu'aux Chapieux. Mais là à la Petite Terrasse (ou cote 2096), la disposition en biseau du calcaire cristallin, du Dogger (?) et même du Trias, reposant chacun à leur tour sur un Flysch très écrasé, traduisent un décollement très important faisant même place à un chevauchement sensible jusqu'au col de la Seigne et situé sous la longue bande de conglomérats du bord occidental du synclinal du Roignais.

L'établissement des coupes à l'Echelle montre que le synclinal de Flysch peut avoir une épaisseur de 2.000 mètres, à ne considérer que le Tertiaire.

Que signifie cette épaisseur ? Est-elle d'ordre stratigraphique ? Je ne le crois pas. Les plissements observés dans les escarpements du Mont Roignais montrent qu'elle est d'origine tectonique.

Le Flysch s'étend loin sous le Houiller de la nappe du Briançonnais comme l'indique le rentrant du Torrent du Charbonnet, au N.W. de Bourg-Saint-Maurice. Dans ce rentrant apparaissent d'autres accidents plus internes de la nappe de l'Embrunais :

Une immense lame de calcaires microbréchoïdes représentant les conglomérats de la base du Nummulitique, sort des régions voisines de la nappe du Briançonnais et s'étend largement sur le massif de l'Aiguille de Praina et de

l'Aiguille de Terrassin [1], au-dessus du Flysch du synclinal du Roignais. Cette lame est elle même reployée. Un anticlinal occupe l'emplacement de l'Aiguille de Praina et de la bande de calcaires microbréchoïdes situés un peu plus à l'Ouest. L'érosion a entamé l'anticlinal qui correspond ainsi à une dépression laissant apparaître le Flysch du soubassement dans le vallonnement des chalets du Couchet, Flysch qui sépare ainsi le flanc normal du flanc inverse. Mais ces deux flancs sont en connexion au Sud du Torrent du Charbonnet et du ruisseau des Vieilles.

Un synclinal succède à cet anticlinal, un peu à l'Est de l'Aiguille de Terrassin. Les calcaires microbréchoïdes se complètent alors d'un Flysch noir, sorte de Flysch écrasé. Le synclinal, largement ouvert au sommet, est très énergiquement pincé dans le bas. La charnière synclinale, resserrée, est visible un peu au Sud de Crêt Bettex.

Tous ces plissements de la lame affectent aussi le Flysch du synclinal du Roignais. De plus ils subissent un abaissement axial considérable vers le Sud. C'est ainsi que la charnière du synclinal de Flysch dans la vallée de Crêt Bettex est à l'altitude de 1.900 mètres environ alors qu'elle n'apparaît pas dans le vallon du Charbonnet où elle est certainement à un niveau inférieur à 1.600 mètres. De même la charnière de l'anticlinal est à un peu plus de 2.600 mètres sur l'arête de la Pointe de Praina, alors qu'elle n'est qu'à 1.760 mètres, au Sud du torrent du Charbonnet où elle est recouverte de Flysch. Toutes les couches de cette lame repliée et formée de calcaires microbréchoïdes et de Flysch sont recouvertes et coupées en biseau par la nappe de Houiller, au Sud du torrent du Charbonnet. Des calcaires microbréchoïdes, apparaissent même dans deux petites fenêtres ouvertes dans le Houiller, situées l'une au N.E. des Deux Antoines, l'autre près du Chalet du Darbeley. La lame s'étendait plus au Nord, mais au delà du torrent des Glaciers l'érosion l'a détruite. Il n'en subsiste plus que la racine sous la forme d'une longue bande longeant la nappe de roches vertes jusqu'au col du Breuil.

Dans le vallon du Charbonnet une lame de Trias, de Flysch et peut-être aussi de Lias, se superpose encore à celle de Praina.

Que doit-on penser de la lame inférieure de Praina qui recouvre le Flysch du synclinal du Roignais ? Le fait que les caractéristiques des différentes assises de base du Nummulitique se sont atténuées jusqu'à disparaître, rend la réponse à peu près impossible. On ne peut déterminer d'une manière certaine si les calcaires microbréchoïdes représentent ou non le flanc oriental du synclinal du Roignais, ou si c'est une lame qui a été entraînée ou non, au-dessus du Flysch de ce synclinal. Il est très possible qu'il y ait les deux sortes de phénomènes. En effet au-dessus des Sapieux sous les calcaires de la lame de Terrassin on retrouve des schistes noirs avec quartzites, puis plus bas encore des grès grossiers qui ont peut-être été conservés sous une inflexion de cette lame. Ce premier fait semble indiquer une relation stratigraphique de cette lame avec le

[1] Au N. de Bourg-Saint-Maurice.

Flysch du synclinal du Roignais ; en outre sous cette même lame de calcaires microbréchoïdes de Praina, le Flysch du synclinal du Roignais est écrasé, ce qui montre qu'il y a eu déplacement.

Quant à la seconde lame du vallon du Charbonnet, qui est accompagnée de Trias, elle paraît bien avoir été arrachée à la nappe de l'Embrunais par la nappe du Briançonnais. Le plissement de la lame de la Pointe de Praina n'est certainement pas postérieur au charriage de la nappe du Briançonnais dont en effet le Houiller n'est pas plissé avec son soubassement, comme on peut en juger d'après les escarpements qui dominent la rive droite du Torrent du Charbonnet. Il est dès lors probable qu'il est dû à un ridement provoqué par la poussée du Houiller.

L'anticlinal complexe de la Portetta-Combe de la Nova.

L'anticlinal complexe de la Portetta-Combe de la Nova est essentiellement formé par les deux bandes triasiques de Villette qui plus au Nord se réunissent et se fondent en une grosse masse de gypse dans le Nant de Tessens, au Nord de Charves. Plus au Nord l'anticlinal se poursuit par la grande masse de conglomérats de la Roche à Thomas, puis par la large bande de quartzites qui affleurent à l'Est de la chaîne de la Portetta, plus au Nord encore par le Trias de la Combe de la Nova et les couches nummulitiques et jurassiques de la chaîne Pointe de Precette-Aiguille du Grand Fond et enfin au delà du vallon du Cormet de Roselend, par l'anticlinal de grès grossiers et de conglomérats qui passe immédiatement à l'Ouest des Chapieux.

L'anticlinal complexe de la Portetta-Combe de la Nova commence à bien s'individualiser seulement au Nord du Nant de Tessens. Au Sud, il se confond avec les plis plus occidentaux qui donneront naissance au synclinal de la Pointe de l'Echelle-Parozan.

Jusqu'au Torrent du Cormet d'Arèches, l'anticlinal est plus ou moins couvert de Nummulitique. Puis plus au Nord il se découvre ne montrant plus que du Trias jusqu'à la frontière franco-italienne.

L'anticlinal débute sur la feuille de Bourg-Saint-Maurice à Villette, dans le bas cours du Nant d'Agot où le Trias apparaît grâce à des entonnoirs de dissolution. Par une brusque remontée axiale, le cœur de l'anticlinal est plus profondément mis à nu, amenant ainsi un grand développement de Trias à Villette, dû également au fait que l'anticlinal se dédouble. Deux anticlinaux apparaissent alors très pincés dans la couverture de terrains secondaires, entre laquelle le Trias semble plutôt avoir jailli. Au delà du Nant de Tessens une nouvelle élévation axiale, très brusque, fait apparaître plus complètement le substratum triasique des deux anticlinaux alors débarrassés de leur couverture de terrains secondaires. Le gypse prend alors là un développement considérable. Mais bientôt le Trias s'enfonce plus au Nord sous des voûtes [1] de conglomérats nummulitiques qui s'étendent jusqu'à la Pointe de Combavent, région où rien

[1] L'une de ces voûtes est très nette sous les chalets de la Rochassière.

ne ferait présager leur existence s'il n'y avait cette épaisseur anormale de conglomérats, nécessitant la présence de plusieurs replis.

Dans sa partie occidentale, l'anticlinal complexe de la Portetta s'est enrichi d'une nouvelle unité tectonique, l'anticlinal du Bérard [1] qui sort de dessous les conglomérats nummulitiques de la forêt des Charmettes. Plus au Nord l'anticlinal du Bérard s'ouvre jusqu'au Trias qui se confond avec la grande masse de gypse du Nant de Tessens, mais dont il s'isole à nouveau au-dessus de Bérard. Il ne forme alors plus qu'une mince bande triasique, anticlinal dissymétrique, présentant des décollements dans son flanc oriental. Près du lac Guio, l'anticlinal du Bérard s'enfonce à son tour sous les conglomérats nummulitiques de la Roche à Thomas (ou Pointe de Combavent).

Avant d'arriver au Torrent du Cormet d'Arèches, les synclinaux accessoires de l'anticlinal de la Portetta, synclinaux qui épaississent les conglomérats de la Roche à Thomas, se comblent de Flysch, par une brusque descente axiale plus rapide que la pente du terrain.

A l'Ouest du Trias du Torrent du Gargot [2] un synclinal de Flysch descend, simple, jusqu'au Torrent du Cormet d'Arèches. Au Nord du Lac des Vacherins des complications tectoniques prennent naissance dans les conglomérats qui bordent à l'Est ce synclinal. Ainsi de l'Ouest à l'Est à partir du synclinal précédent, apparaissent au-dessus du Torrent du Cormet d'Arèches, un synclinal normal de grès grossiers, un anticlinal de conglomérats, puis un second anticlinal naissant, recouvert de part et d'autre de deux synclinaux inclinés de chaque côté sur lui.

Au Nord de la Roche à Thomas, les conglomérats laissent à découvert la bande triasique du Torrent du Gargot et du lac des Vacherins, qui de toutes parts s'enfonce sous ceux-ci. Ce même Trias apparaît dans la Forêt de Serres. De ces faits et de la disposition des couches, il résulte que les conglomérats situés au N.-E. du lac des Vacherins forment une vaste coupole présentant un fort abaissement axial vers le Nord.

L'extension si large d'anticlinaux élémentaires dans l'ensemble anticlinal du massif de la Roche à Thomas est à remaquer. En dessous existe, très vraisemblablement, une large voûte de quartzites triasiques que nous verrons sortir de sa couverture tertiaire au Nord du Torrent du Cormet d'Arèches.

Il est également à signaler que, à peu près, tous les plis, entre le Nant de Tessens et le lac des Vacherins, ont un plongement dirigé vers l'Ouest.

Au Torrent du Cormet d'Arèches par une nouvelle et rapide élévation axiale, l'anticlinal crève jusqu'aux quartzites du Trias.

A l'Ouest des quartzites un repli accessoire accidente les grès grossiers de la base du Flysch, augmentant ainsi leur épaisseur relative. Il se suit jusqu'à la hauteur de la Pierre Menta.

Quant à l'anticlinal de quartzite, il reste lui-même indivis, au moins en

[1] Entre la Pesée et le Praliathou.
[2] Au Nord du Thiabord.

apparence jusqu'à l'Ormente environ. Il forme ainsi une large masse de quartzites, légèrement déversée ainsi que le montre la coupe naturelle qu'offre le vallon du Torrent du Cormet d'Arèches.

Mais vers le Nord, dès l'Ormente, des synclinaux et des anticlinaux apparaissent, en partie par un léger abaissement axial :

A l'Est dans la chaîne du Mont Gargan, un anticlinal de conglomérats nummulitiques se découvre successivement jusqu'au Trias moyen et supérieur, jusqu'aux quartzites et même jusqu'au Houiller à la Pointe de la Rossa. Un décollement s'est fait sentir à la base du Trias moyen amenant une discordance de ces terrains avec les quartzites du Trias, discordance très nettement visible au Mont Gargan. A la Pointe de la Rossa, le même décollement a mis en contact le Houiller et les calcaires triasiques. Ce n'est probablement qu'un écho de la dislocation qui, en de nombreux points, sépare l'anticlinal de la Portetta-Combe de la Nova du synclinal du Roignais. Dans la Combe de la Nova, l'anticlinal en question se poursuit plus ou moins caché sous les éboulis jusqu'au vallon du Cormet de Roselend. Tout près de là il laisse apparaître le Houiller.

Immédiatement à l'Ouest de l'anticlinal du Mont Gargan, un synclinal de Trias moyen et supérieur apparaît aussi au Nord de l'Ormente [1]. D'abord à peine esquissé au Sud, il prend un développement de plus en plus grand dans la Combe de la Nova, malgré la pente du terrain; ce qui indique un abaissement axial vers les Chapieux. Un anticlinal de quartzites, borde à l'Ouest ce synclinal. Sa charnière est déjà indiquée à l'Est de la Grande Parei et à l'Est de la Pierre Menta. L'anticlinal passe au col du Grand Fond ; et bientôt, à l'Est du Sommet du Grand Fond, disparaît sous des conglomérats secondaires, sous l'effet de l'abaissement axial dirigé vers le Nord et qui règne dans la Combe de la Nova. La charnière de l'anticlinal est d'ailleurs nettement dessinée dans les conglomérats jurassiques. Lorsque les quartzites réapparaissent au jour, l'anticlinal est dédoublé ; l'une des branches, à l'Est, ouverte jusqu'au Houiller, suit à peu près le trajet du ruisseau de la Combe de la Nova ; l'autre, à l'Ouest, en grande partie cachée sous des éboulis, se marque très nettement au N.E. de la cote 2.445, de la crête du Grand Fond par une charnière de quartzites, flanquée de calcaires et de dolomies triasiques.

Entre la Grande Parei et la Pierre Menta, les conglomérats nummulitiques prennent, en largeur, un très grand développement dû à la présence d'un anticlinal qui devient apparent au col de Bresson où il s'ouvre jusqu'aux quartzites. Plus au Nord l'anticlinal passe sous la crête de la Pointe de Précettes où il est recouvert de conglomérats tertiaires. A l'Ouest du Col de Bresson, son flanc occidental est déchiré jusqu'aux quartzites du Trias. A la Brèche de Parozan, les calcschistes secondaires sont mis à nu, puis recouverts, à nouveau, sauf sur le flanc oriental, à l'Aiguille du Grand Fond, par les conglomérats nummulitiques. Plus au Nord, l'anticlinal, à nouveau, se découvre successivement jusqu'aux calcschistes, conglomérats secondaires et quartzites du Trias. Au S.E.

[1] A 400 m. au N.W. des chalets de la Balme.

des chalets de l'Arpire [1] l'anticlinal s'ouvre même jusqu'au Houiller. La présence de cet anticlinal Pointe de Précette-Aiguille du Grand Fond nécessite la présence à l'Est, d'un synclinal dans la bande de calcschistes qui s'étend jusqu'au col du Grand Fond. Et ce synclinal est rendu sensible par le fait qu'à ce col et à l'Est de la brèche de Parozan, ces calcschistes s'enfoncent à l'Est sous les quartzites triasiques. Ce dit synclinal du col du Grand Fond passe à l'Est de la crête du Grand Fond où il contribue au grand développement des conglomérats secondaires qui, à la cote 2.445, sont enclavés entre les quartzites à l'Ouest et les calcaires triasiques à l'Est. Plus au Nord, le synclinal file en l'air, de la même façon que le synclinal de Trias moyen de la Combe de la Nova.

Au débouché de la Combe de la Nova, un phénomène tout nouveau pour l'anticlinal complexe de la Portetta-Combe de la Nova se produit : J'ai déjà signalé dans le vallon oriental de la Combe de la Nova l'accident tectonique qui met en contact différents terrains du synclinal du Roignais avec une lame de Flysch écrasé qui recouvre, elle-même, le Houiller de l'anticlinal de la Portetta par un autre contact anormal. D'autre part, dans le vallon occidental de la même Combe de la Nova, vers l'altitude de 2.200 mètres, apparaissent, dans les quartzites du Trias, des écrasements de plus en plus intenses qui suivent à peu près le ruisseau de la Combe de la Nova. Ils s'accentuent vers le Nord, si bien qu'une discontinuité tectonique prend place et que, à l'Est du Chalet de la Fauge [2], le Houiller du soubassement du synclinal de Trias moyen et supérieur, chevauche du Flysch.

Ainsi donc au débouché de la Combe de la Nova, l'anticlinal complexe de la Portetta se divise en plusieurs écailles qui sont de l'Est à l'Ouest : 1° une lame de Flysch ; 2° le synclinal de Trias moyen de la Combe de la Nova, et les deux anticlinaux de quartzites et de Houiller qui le bordent à l'Est et à l'Ouest ; 3° l'anticlinal de l'Aiguille du Grand Fond avec les synclinaux qui le limitent à l'Est et à l'Ouest, et avec quelques anticlinaux accessoires.

Ce phénomène d'écaillement s'accentuera dans le massif de la Pointe de Mya et jusqu'au col de la Seigne. Je vais suivre jusque-là chacune des écailles distinguées, en commençant par les plus orientales. La lame de Flysch 1, se maintient à peu près sans changement jusqu'au col de la Seigne affleurant toujours sous la bande des conglomérats qui limite à l'Ouest le synclinal du Roignais. Les affleurements des Mottets et du col où quelques couches de base de la série stratigraphique sont conservées, montrent que la série est normale et représente peut-être la couverture décollée de l'anticlinal de Houiller qui la borde à l'Ouest.

Les deux anticlinaux qui limitent tant à l'Est qu'à l'Ouest le synclinal de Trias moyen de la Combe de la Nova 2, sont, au Sud du vallon du Cormet de Roselend, laminés à tel point qu'il n'en reste que les flancs communs au synclinal. Au Sud des Chapieux, le synclinal 2 n'est réduit qu'au Houiller accom-

[1] Au Sud du Cormet de Roselend.
[2] Dans les vallons des Chapieux au Cormet de Roselend.

pagné d'une très mince lame de quartzites au débouché du Torrent de la Grande Tournette. Brusquement les quartzites s'élargissent et constituent tout le massif de la Pointe de Mya. Une montée axiale leur permet de se maintenir en hauteur. Un synclinal de calcaires et de dolomies triasiques apparaît aux Chapieux mais file en l'air à l'E.N.E. de la Pointe de Mya, ce qui montre quelle est la valeur de l'élévation d'axe. Il présente, au Sud, une racine double et est à coup sûr le prolongement de Trias moyen de la Combe de la Nova. Deux synclinaux accessoires des mêmes roches, modèlent aussi les quartzites du Trias : l'un, au Nord de la Pointe de Mya, apparaît grâce à un abaissement axial ; l'autre, à l'Ouest, borde le massif de ce sommet.

A l'Est de cette immense écaille qu'est le massif de la Pointe de Mya, du Houiller la borde et est en contact avec la lame précédente de Flysch. A l'Ouest, du massif de quartzites dans le vallon du chalet du Mont Blanc du Trias moyen ou supérieur repose sur du Flysch appartenant aux régions plus occidentales. Ainsi comme au Sud des Chapieux, l'écaille est bordée de deux grands plans de chevauchement. Toute sa masse de nature synclinale s'étrangle en profondeur et probablement aussi vers le Nord à l'approche des massifs cristallins. C'est ce qui détermine cette longue bande de quartzites écrasés qui s'étend continue jusqu'au col de la Seigne et qui est limitée par du Houiller à l'Est, et de même mais sporadiquement à l'Ouest. Il y a là un laminage intense.

L'anticlinal de l'Aiguille du Grand Fond et le synclinal du col du Grand Fond, traversent le vallon du Cormet d'Arèches à l'Est des Chapieux Derrière [1]. Par un brusque abaissement axial, ils se recouvrent tous les deux de Flysch au passage du vallon du Cormet. En même temps ils s'étranglent par un écrasement puissant et un violent étirement dans le sens de la hauteur. Il s'est alors produit en hauteur, c'est-à-dire vers les régions de moindre pression, un reflux de la matière. Cette nouvelle manière d'être se maintiendra et même s'accentuera vers le Nord. Les unités tectoniques, en question, vont de pair avec le synclinal de la Pointe de l'Echelle-Parozan que j'étudierai plus tard. Tout cela ne forme alors plus qu'une très étroite bande isoclinale contournant le massif de la Pointe de Mya.

Pendant ce dernier trajet l'élévation axiale du massif de la Pointe de Mya fait, à nouveau, crever l'anticlinal de l'Aiguille du Grand Fond. Successivement apparaissent en effet les grès grossiers, à l'Est de la Fauge, les conglomérats sur le chemin du col du Bonhomme, le Dogger (?) sous les chalets du Mont Blanc, les calcaires et les dolomies du Trias sur l'arête Pointe des Fours-Pointe de Mya. L'écrasement devenant plus intense, les couches de l'anticlinal de l'Aiguille du Grand Fond disparaissent, réduites seulement à des cargneules que l'on peut suivre jusqu'aux Mottets. L'écrasement avait déjà amené quelques suppressions de couches, celle des conglomérats et des calcschistes jurassiques dans le flanc normal de l'anticlinal, sur l'arête Pointe des Fours-Pointe de Mya.

Quant au synclinal du col du Grand Fond, à l'Est de l'anticlinal précédent de

[1] Entre les chalets de la Fauge et le hameau des Chapieux.

même nom, il reste comblé de Flysch depuis la Fauge et les premières pentes à l'W des Chapieux jusqu'aux Mottets où ces unités tectoniques disparaissent définitivement. Quelques fragments du flanc oriental du synclinal ou du flanc inverse de l'anticlinal voisin sont restés dans le plan du chevauchement. C'est ainsi que, entre les chalets de la Fauge et les Chapieux, quelques lentilles de cargneules ou de brèches sont pincées entre le Houiller et le Flysch. C'est ainsi aussi qu'une lame de cargneules et de Flysch limite le synclinal du Grand Fond et le massif de la Pointe de Mya sur l'arête Pointe de Mya-Pointe des Fours.

La zone du synclinal de la Pointe de l'Echelle-Parozan.

Le synclinal de la Pointe de l'Echelle-Parozan, avoisinant à l'Est l'anticlinal complexe de la Portetta-Combe de la Nova, est limité à l'Ouest par l'anticlinal triasique du Passage de Villette ; plus au Nord par celui du col de Pointe de Colonne Noire (entre le Crêt du Rey et la Pointe de l'Echelle). Au delà du Torrent du Cormet d'Arèches il est bordé par la fracture du ravin du Plan Bornet, l'anticlinal du col du Coin Plus au Nord, le synclinal dont il est question est constitué par toute la large bande de Flysch qui affleure immédiatement à l'Ouest de la Chaîne de la Grande-Parei-Pierre à Menta Pointe de Precettes-Aiguille du Grand Fond. Enfin au delà du vallon du Cormet d'Arèches, c'est l'étroite bande de Flysch qui passe notamment aux Blettières, limitée à l'Est par les grès grossiers et les conglomérats de l'anticlinal de la Portetta (affleurant immédiatement à l'Ouest des Chapieux) et limitée à l'Ouest par une mince bande triasique, dont le prolongement passe un peu à l'Ouest du châlet de la Raja.

Le synclinal de la Pointe de l'Echelle-Parozan n'est en réalité qu'une dépendance de l'anticlinal de la Portetta, mais s'individualisant de plus en plus vers le Nord, tout en restant, toujours il est vrai, en relation tectonique avec lui. Ce n'est qu'en suivant, vers le Sud, les différentes unités tectoniques qui apparaissent, au fur et à mesure, dans ce synclinal, qu'il est possible de dire que les nombreux replis de la région de la Pointe du Col et des montagnes de Montgirod, sont le prolongement vers le Sud du synclinal de la Pointe de l'Echelle, quoique ces plis aient, à peu près, le même comportement tectonique général que ceux de l'anticlinal de la Portetta. Le partage des plis, dans les régions méridionales, n'en reste pas moins arbitraire.

Le synclinal est limité à l'Ouest par l'anticlinal triasique Passage de Villette-col de la Pointe de Colonne Noire-col du Coin.

Au Sud le synclinal de la Pointe de l'Echelle est très complexe. Il est formé d'une adjonction d'anticlinaux et de synclinaux nombreux :

Entre Montgirod et Centron [1] s'étend un très large synclinal de Flysch, accidenté de quelques anticlinaux marqués par des pointements de conglomérats nummulitiques. L'un affleure un peu au-dessous de Montgirod. Deux autres percent le Flysch dans le ravin du Nant d'Agôt.

[1] Consulter la feuille Albertville au 80.000e.

Le flanc occidental du synclinal en question, Montgirod-Centron, s'enfonce fortement vers l'Ouest sous la montagne, en même temps qu'un violent étirement réduit les assises de base du Nummulitique et du Lias à d'étroites bandes. Cet enfoncement est rendu très net par la sinuosité des contours à la traversée du Nant d'Agôt [1]. Au delà de ce torrent, une élévation axiale explique le graduel rétrécissement du synclinal. Le contenu de Flysch disparaît même à l'Est de la Roche Janentan (ou cote 2156 du massif de la Pointe du Col). Plus au Nord, par une nouvelle descente axiale, le synclinal, un peu à l'Est de la Pesée, se remplit à nouveau de Flysch qui plus loin se fond dans la masse du synclinal de la Pointe de l'Echelle. Dans le Vallon du Nant de Tessens, en face de Praliathou, l'un des anticlinaux du substratum du synclinal, s'ouvre jusqu'au Dogger (?) puis jusqu'au Trias. C'est l'anticlinal du Bérard qui s'incorpore, au Nord, à l'anticlinal complexe de la Portetta.

Le Trias qui limite, à l'Ouest, le synclinal de Flysch de Montgirod-Centron, chevauche les régions plus occidentales. Il est en effet en contact, à l'Ouest, avec le Flysch ou avec des terrains plus récents. On peut le suivre depuis Montgirod jusqu'à la Roche Janentan et dans le massif de la Pointe de l'Echelle sous le Flysch duquel il disparaît au N.E. de la Pesée. La formation du contact anormal peut être mis en rapport avec le recouvrement des unités tectoniques plus occidentales sur le synclinal.

La zone du synclinal de la Pointe de l'Echelle, plus à l'Ouest, comprend des synclinaux et des anticlinaux assez nombreux. On peut compter trois principaux anticlinaux. Le premier, à l'Est, complexe, à multiples replis construits dans le Nummulitique, passe à la Roche Durand, traverse la forêt du Dréset, se couvre de glaciaire aux chalets de la Combe, au N.E. desquels il est percé jusqu'au Trias ; à l'Ouest de la Roche Janentan, il se complète de conglomérats qui, par une brusque descente axiale vers le Nord, s'enfoncent sous le Flysch du massif de la Pointe de l'Echelle.

Les deux autres anticlinaux sont plus simples. Au Sud, dans la montagne de Montgirod, ils sont ouverts jusqu'au Trias. Mais au Nord ils s'enfoncent sous des terrains de plus en plus récents : Le flanc oriental de l'anticlinal du lac d'Arcachat est étiré au Nord de la Roche Durand et même supprimé à la Fontaine Sagellan. Plus au Nord, l'anticlinal devient normal. Le Trias se recouvre d'abord de calcaire cristallin présentant une double charnière, puis de calcschistes du Dogger ?, de conglomérats nummulitiques, de schistes noirs à quartzites verts. Aux approches du Nant d'Agôt par un abaissement axial, les conglomérats de base du Flysch, à leur tour, cachent toutes les assises précédentes. Puis sous l'effet de la montée axiale du massif de la Pointe du Col et de l'abaissement qui fait suite, l'anticlinal reste couvert de ces mêmes roches jusqu'au Bouillissoir du Fruit. Plus au Nord, on le perd de vue. Le Trias du dernier anticlinal le plus occidental est, en grande partie, caché par un large placage de Quaternaire descendant du Passage du Boson. Au Sud de ce Quaternaire, il s'enfonce sous des

[1] En amont des chalets de la Combe.

terrains de plus en plus récents et son bord occidental est partiellement laminé, les couches de base du Nummulitique faisant, en effet, défaut. Au Nord, il s'enfonce de même sous des terrains de plus en plus récents, de sorte que, à l'Est du Quermoz, il n'est plus discernable parce qu'il est alors complètement caché sous du Flysch. La coupure du Nant d'Agôt le fait à nouveau apparaître en une voûte de conglomérats polygéniques de la base du Flysch, ayant en son centre des schistes noirs. La grande largeur des conglomérats et des schistes de la Pointe du Col permet de supposer que l'anticlinal s'engage, là-dessous, en s'atténuant. Mais l'anticlinal en question paraît encore exister au Passage de la Pointe de Colonne Noire où les quartzites verts et les schistes noirs de la base du Flysch prennent un grand développement.

Le bord occidental de la zone du synclinal de la Pointe de l'Echelle, au Sud du Nant d'Agôt, est très étiré. Du Flysch y est en effet en contact immédiat avec le Trias de la bande anticlinale du Passage de Villette. A l'Est du Quermoz un fragment du flanc droit de cet anticlinal triasique est cependant conservé.

Il est remarquable de constater que, au Sud du Nant d'Agôt, le plongement de toutes les couches de la zone étudiée, est anormal, dirigé en effet vers le N.W. Il est difficile d'établir la cause de ce phénomène, les régions plus méridionales étant insuffisamment connues.

L'étude des diverses unités tectoniques nous a amenés au massif de la Pointe de l'Echelle, formé d'une masse synclinale normale et simple de Flysch et largement ouverte. C'est presqu'un synclinal droit, seulement très légèrement déjeté vers l'Est.

Cette masse synclinale sous l'effet d'une montée axiale correspondant au versant Sud-Ouest de la montagne, se découvre et laisse apparaître les conglomérats nummulitiques du soubassement, sur le versant septentrional. Et sur ce versant de la Pointe de l'Echelle, malgré la pente raide de la montagne, n'apparaît aucun terrain nouveau plus ancien que les conglomérats. Tout au contraire ceux-ci, un peu avant d'arriver au Nant du Cormet, se recouvrent de grès grossiers de la base du Flysch en dessinant trois petites charnières anticlinales. Il y a donc là un nouvel abaissement axial vers le Nord.

Le bord occidental du massif de la Pointe de l'Echelle montre, à la Raissaz, un synclinal de Dogger (?) se complétant de Flysch vers le Nant du Cormet, grâce à l'abaissement axial précédent qui permet quand même à l'anticlinal de calcaire cristallin, limitant à l'Est ce synclinal, de s'ouvrir jusqu'au Trias.

Au Nord du Torrent du Cormet d'Arèches, le Flysch remplit le synclinal de la Pointe de l'Echelle et cache ainsi le substratum qui, plus au Nord, n'apparaîtra plus nulle part.

Les divers plis de la zone, comme je l'ai déjà dit, sont déversés vers l'Est jusqu'au Nant d'Agôt; mais dès la Pointe du Col, ils se redressent. Dans le massif de la Pointe de l'Echelle, le synclinal n'est que très légèrement déjeté vers l'Est. Et enfin au Nord du Torrent du Cormet, il se déverse franchement vers l'Ouest. Là, les couches presque verticales à l'Est sont graduellement plus inclinées en se dirigeant vers l'Ouest. Le synclinal garde la même allure, la même

épaisseur, le même plongement jusqu'à la hauteur de la Pointe de Précettes. De là, très progressivement, il s'incline de plus en plus vers l'Ouest en même temps qu'il se resserre. Les couches du flanc oriental, le Secondaire, les bancs de base du Nummulitique, se laminent, se réduisant en étroites lames.

Au delà du vallon du Cormet de Roselend, le synclinal n'est plus réduit qu'à une très étroite bande, très inclinée, de Flysch [1] qui passe aux chalets de la Blettière, immédiatement à l'Ouest des chalets de la Raja, fait le tour du massif de la Pointe de Mya et se poursuit jusqu'aux chalets des Mottets. Il y a donc là un resserrement considérable et très remarquable.

L'anticlinal du col du Coin et du Passage de Villette.

Cet anticlinal très irrégulier limite, à l'Ouest, la zone du synclinal de la Pointe de l'Echelle-Parozan. Il forme une longue bande triasique dont les points principaux d'affleurements sont le Passage de Villette et le col de la Pointe de Colonne Noire. Tout à fait au Sud, c'est un anticlinal régulier de Trias et de Lias reliant la zone du synclinal de la Pointe de l'Echelle aux unités tectoniques plus occidentales. Cependant, il y a déjà ici des laminages se traduisant par la suppression des couches de base du Nummulitique sur le flanc occidental. Mais bientôt l'anticlinal ne forme plus qu'une longue lame de Trias probablement injectée dans une ligne de contact anormal entre deux Flysch. Les deux flancs de l'anticlinal ont en effet disparu. Il ne reste que quelques lambeaux de l'un ou de l'autre, l'un à l'Est du passage de Boson, l'autre à l'Est du Quermoz, et un dernier à l'Ouest du Passage de Villette.

L'anticlinal, d'abord couché vers l'Est, se redresse et, à l'Est de la Bagnaz, reprend son pendage normal.

Au Passage de Villette, l'anticlinal s'élargit, se dédouble et, un peu plus au Nord, supporte le synclinal du Crêt du Rey. Dès que ce synclinal se complète de Lias et de Nummulitique, un décollement se produit à la surface supérieure du Trias qui, en effet, au Nord du Bouillissoir de la montagne de Tessens, est en contact, tantôt avec le calcaire cristallin, tantôt avec les calcschistes, tantôt enfin avec les conglomérats nummulitiques. Ce jeu tectonique se poursuit jusqu'à la Raissaz où le Trias s'appuie directement même contre le Flysch. Jusqu'au col de la Pointe de Colonne Noire, le Trias forme, en même temps encore, le soubassement du synclinal du Crêt du Rey, ce qui explique le plongement, vers le N.W., qui cependant à la Raissaz, se rétablit à nouveau vers le S.E., l'anticlinal jouant ici son rôle normal.

Si à la Raissaz il y a vraiment contact anormal, il n'en est plus de même au Roc Fallier (cote 2.330) [2] où un anticlinal de conglomérats, à flanc inverse il est vrai étiré, réunit les deux zones synclinales voisines. Passée la Chapelle Saint-Guérin, l'anticlinal lui-même disparaît. Le flanc inverse du synclinal de la

[1] Ce Flysch est celui qui borde à l'Ouest l'anticlinal de grès grossiers et de conglomérats de l'anticlinal de l'Aiguille du Grand Fond.

[2] Au Nord de la Raissaz et au Sud de la Chapelle Saint-Guérin.

Pointe de l'Echelle-Parozan n'existe plus. De tout cela il ne reste qu'une importante fracture jalonnée par quelques lentilles de cargneules et qui suit le Torrent du Plan Bornet. Mais, dès le col du Coin, le flanc occidental du synclinal de Parozan se rétablit. Toutes les couches de base de la série nummulitique ainsi que celles du Lias apparaissent les unes après les autres et se disposent symétriquement par rapport à celles du flanc inverse de l'anticlinal, qui étaient apparues un peu auparavant. Ainsi, très peu au Nord du col du Coin, l'anticlinal redevient tout à fait normal, rétablissant la liaison entre le synclinal de Parozan et la zone du synclinal du Crêt du Rey. L'anticlinal se poursuit ainsi jusqu'au Nant de Treicol, cependant qu'un jeu se produit dans l'axe, laminant les couches centrales, les réduisant en une grosse mylonite qui, au N.W., du chalet de Presset absorbe les conglomérats nummulitiques réduits à de grosses lentilles baignant dans une bouillie schisteuse.

Au Nord du vallon de Treicol, le pli se dédouble localement, modelé dans la formation des schistes noirs et des quartzites verts et dans celle des grès grossiers de la base du Flysch. Dans le haut vallon de l'Arpire, un relèvement axial fait apparaître successivement les conglomérats du Nummulitique, le Lias et même le Trias. Plus au Nord l'anticlinal est caché par du glaciaire jusque bien au delà du Cormet de Roselend, jusqu'aux chalets de la Fauge.

Dans la région des Chapieux l'anticlinal est de nouveau remplacé par un plan de chevauchement auquel s'ajoutent quelques lambeaux du flanc normal. On suit ce plan de chevauchement depuis les chalets des Blettières jusqu'un peu à l'Ouest des chalets de la Raja. Là, l'anticlinal est de nouveau conservé, constitué par les couches très étirées de la base du Nummulitique. Les couches du flanc inverse disparaissent bientôt un peu plus au Nord en même temps qu'apparaît à nouveau le Trias qui, bientôt, au-dessus du Plan Varara, reste seul, se disloque en lentilles éparses entre deux Flysch, jusqu'à la crête Pointe des Fours-Pointe de Mya. Le Trias forme ensuite une longue bande continue jusqu'aux Mottets. La fracture rejoint, alors, le plan de chevauchement de la nappe de l'Embrunais.

La zone du synclinal du Crêt du Rey.

Le synclinal du Crêt du Rey comprend la masse de Nummulitique qui constitue ce sommet. Limité à l'Est par l'anticlinal Passage de Villette-col de Pointe-Colonne Noire, il l'est à l'Ouest par la bande triasique Passage de Villette-col de la Pointe Percée qui se poursuit au Nord du vallon du Cormet d'Arèches, par la bande triasique du châlet de la Marmotte et du col du Coin et se continue à l'Ouest du châlet de Parozan et au haut de l'escarpement qui domine la Grande Berge et la Petite Berge. Le synclinal du Crêt du Rey est enfin représenté par le Flysch qui affleure au Cormet de Roselend et par celui qui plus au N.E. chevauche l'autochtone.

Le synclinal du Crêt du Rêt ne débute, au Sud, qu'au Passage de Villette, par un élargissement de la bande triasique qui, au Nord du Bouillissoir de la mon-

tagne de Tessens, se complète de tous les terrains stratigraphiquement supérieurs. C'est alors un synclinal très simple qui cependant est, au moins en partie, décollé de son substratum triasique ainsi que je l'ai indiqué dans le paragraphe précédent.

Au Nord du Crêt du Rey, un abaissement axial certain permet au Flysch de descendre jusqu'au Nant du Cormet d'Arèches. En même temps le synclinal se rétrécit et se déverse à l'Ouest par un effort tectonique, plus intense, qui amène d'ailleurs la suppression des flancs de ce synclinal. A l'Est en effet, le Trias est successivement en contact avec tous les terrains du massif du Crêt du Rey, si bien que, à la Raissaz, les calcaires et les dolomies s'appuient directement contre le Flysch. A l'Ouest, d'abord, la bande triasique chevauche le Flysch du col des Génisses, dont le flanc normal est conservé au col de la Pierre Percée ; en même temps deux anticlinaux triasiques prennent naissance dans la bordure du synclinal du Crêt du Rey. On pourrait croire, au premier abord, d'après la disposition des affleurements du col de la Pierre Percée qu'il y a liaison tectonique entre le synclinal du Crêt du Rey et les unités tectoniques situées plus à l'Ouest ; mais il ne semble pas que cela soit vrai ; en effet, au col une lame de Flysch est intercalée dans le Trias, ce qui indique bien qu'il y a là accident tectonique. Ensuite au déversement du Flysch du flanc du synclinal, au Nord du Crêt du Rey, correspond, aussi, dans la Grande Combe, la suppression de la base du flanc occidental dont il ne reste qu'une lame triasique. Au Nord du Nant du Cormet, le relèvement axial fait apparaître le substratum du synclinal en deux anticlinaux déversés et pourvus de leurs synclinaux latéraux. Ce sont l'anticlinal de la Chevalière à l'Ouest, et l'anticlinal du Plan Bornet à l'Est. La zone du Crêt du Rey est alors limitée de chaque côté par des plans de chevauchement plus ou moins injectés et lubréfiés de Trias. Ces dislocations coupent en biseau les diverses couches des anticlinaux adjacents. Cela est fort net pour celui des chalets de la Chevalière.

La pente du terrain étant plus élevée que celle de l'axe des plis, l'anticlinal du Plan Bornet s'enfonce, au Nord, sous le Flysch du Mont Coin et ne reparaît dans le vallon du Coin que grâce à l'affleurement d'une lentille de grès grossiers pincés dans le Flysch. L'anticlinal de la Chevalière par contre reste apparent. Montrant d'abord ses assises inférieures, les conglomérats nummulitiques, il se couvre bientôt de schistes noirs que l'on peut suivre, par le col des Meudes, jusque dans le vallon de Conchette, où, comme dans le vallon du Cormet d'Arèches, son flanc inverse est coupé en biseau, si bien qu'en disparaissent successivement le Flysch, les grès grossiers, les conglomérats. C'est que l'on retrouve ici, les couches profondes de l'anticlinal. Plus bas, le flanc normal lui-même de l'anticlinal est raboté par le plan de chevauchement de telle sorte que, au-dessus du vallon du Treicol, c'est la bande de Flysch du Mont Coin, qui entre en contact direct avec la bande triasique à l'Ouest.

A la traversée du vallon de Treicol, la zone du Crêt du Rey n'est plus alors qu'un synclinal très étroit de Flysch étiré, dont le flanc normal, représenté par le Trias et les couches de base du Nummulitique, chevauche les unités plus occiden-

tales. Ce flanc inverse est, peut-être, le prolongement indirect du flanc normal de l'anticlinal de la Chevalière.

Avant de passer dans le vallon de l'Arpire, un relèvement axial montre à nouveau le substratum du synclinal qui laisse apparaître, en effet, les grès grossiers de la base du Flysch. Mais ce n'est que très localement, car le Flysch reparaît à nouveau très peu au Nord. Après avoir été cachée par du glaciaire dans le vallon de l'Arpire, la zone du Crêt du Rey reparaît au Cormet, même, de Roselend en un affleurement de Flysch, qui un peu plus loin au chalet du Truc chevauche l'autochtone par l'intermédiaire de cargneules et de dolomies. Les couches de base du Nummulitique ainsi que le Lias, ont été complètement laminées. On n'a plus alors qu'une lame très mince et très étirée de Flysch que l'on peut suivre directement au-dessus de l'autochtone jusqu'à la Crête Pointe des Fours-Pointe de Mya. Au delà son identification devient douteuse. Une lame de cargneules et de dolomies triasiques, continue jusqu'au Torrent de la Raja, discontinue, fragmentée en lentilles plus au Nord, borde cette lame de Flysch à l'Ouest.

Les plis et les imbrications du Quermoz et de la Bagnaz et des schistes triasiques.

La zone des imbrications est tout ce qui est à l'Ouest du synclinal du Crêt du Rey et du Trias du Passage de Villette.

A. — Jusqu'au Cormet d'Arèches

Zone du Quermoz. — Au Passage du Boson, la zone comprend un anticlinal très large de conglomérats nummulitiques, bordé, tant à l'Est qu'à l'Ouest, par un synclinal de Flysch. L'anticlinal arrive au Quermoz ; et par un abaissement axial, ses divers éléments s'enfoncent sous le Flysch qui les recouvre complètement, de sorte que, plus au Nord, on n'en discerne plus aucune trace. A l'Est, cette zone, *maintenant synclinale*, du Quermoz est chevauchée par la bande triasique du Passage de Villette. A l'Ouest elle se raccorde avec les unités tectoniques plus occidentales, notamment immédiatement à l'Ouest du Quermoz, par un anticlinal de calcaire cristallin. La zone du Quermoz franchit le passage de Villette. A partir de la Croix de la Bagnaz, elle se transforme en écailles, composées de l'Ouest à l'Est par la succession Trias, Lias Nummulitique. Son bord externe devient, en effet, chevauchant. Et même à l'Est des Molliès, et au chalet des Vaux son flanc normal est à peu près complètement laminé. On est, en effet ici, en une région très comprimée, où le Flysch lui-même n'est plus réduit qu'à une étroite bande Plus au Nord jusqu'à la Pierre Percée, la zone synclinale du Quermoz reprend une très grande ampleur. Son bord externe passe au col 2.308 et au col des Génisses. La zone se couche fortement vers l'Ouest. Les affleurements alors se développent largement, en particulier le Trias et le Lias

qui se lamineront de nouveau à peu près complètement à partir du col des Génisses. Au Nord de la Pierre Percée toute la zone du Quermoz disparaît sous les alluvions et le glaciaire de la Grande Combe.

Si le flanc oriental de cette zone est chevauché par la bande triasique du Passage de Villette, il n'en reste pas moins que des fragments de ce flanc inverse sont conservés en certains points, notamment à l'Est du Passage du Boson, au Passage de Villette et à la Pointe Percée.

Zone de la Bagnaz. — A l'Ouest de la zone du Quermoz, s'en élève une autre, beaucoup plus complexe, formée soit de replis, soit d'écailles, et que j'appellerai zone de la Bagnaz. Elle comprend tout ce qui est situé au-dessus des schistes verts et violets du Trias qui forment la zone des schistes triasiques. Au Sud, cette zone de la Bagnaz est constituée par une large bande de Flysch se reliant à l'Est à celui de la zone du Quermoz. Elle n'est pas simple car au chalet de l'Orgère une lame de Trias et de Lias y est intercalée. Le Flysch comprend donc deux lames chevauchant l'une sur l'autre. Le Trias et le Lias du chalet de l'Orgère ne paraissent être que le flanc normal plus ou moins décollé de la lame supérieure.

Je vais suivre chacune de ces lames de Flysch vers le Nord.

La lame supérieure de Flysch est, à la hauteur du Quermoz, nettement séparée de la zone du même nom, par un anticlinal plus ou moins tectoniquement dissymétrique de calcaire cristallin. Un peu plus au Nord, apparaît le substratum triasique de la lame qui à nouveau se complète de Flysch au sommet de la Croix de la Bagnaz jusqu'à la crête du Passage de Villette.

La lame de Trias et de Lias du chalet de l'Orgère, portion du flanc normal de la lame précédente de Flysch, prend nettement une allure anticlinale et étirée, au Nord du Quermoz. Là le Trias est entouré de chaque côté par du calcaire cristallin. Cet anticlinal se poursuit vers le Nord, passe immédiatement à l'Ouest du sommet de la Croix de la Bagnaz, jusqu'à la crête du Passage de Villette où son flanc inverse disparaît à nouveau.

Quant à la lame inférieure de Flysch, très mince au chalet de l'Orgère, elle prend de plus en plus d'ampleur vers le Nord en même temps qu'apparaît un anticlinal discontinu, étiré, de calcaire cristallin. A l'Ouest et au Nord du sommet de la Croix de la Bagnaz, de nombreux plis sortent du Flysch et se maintiennent jusqu'à la crête du Passage de Villette.

Mais au Nord de cette même crête, une très grande simplification intervient et réduit tous les plis de la zone de la Bagnaz en une étroite lame très simple de Trias, de Lias et de Flysch, lame qui passe aux Molliès et qui, au col 2.308 situé au Sud du col des Génisses, s'enfonce sous la zone du Quermoz.

Toute la zone de la Bagnaz paraît être, à peu près partout, décollée des schistes triasiques qui la bordent à l'Ouest. On peut se demander quelle est l'amplitude de ce décollement qui limite deux zones très différentes, en ce qui concerne la stratigraphie du Trias.

Zone des schistes triasiques. — Les schistes triasiques constituent jusqu'à la Croix de la Bagnaz, un anticlinal percé jusqu'au Ilouiller. A l'Est du Grand Crêtet, de nouvelles écailles, de nouveaux plis très étirés de Flysch et de Lias, surgissent, plus ou moins discontinus, au milieu de ces schistes, jusqu'au col de la Grande Combe où toute la zone s'étire, réduite à une très mince lame de cargneules, de quartzites et de schistes triasiques de quelques mètres d'épaisseur seulement.

Dans l'ensemble la zone des schistes triasiques, très mince au Sud, s'élargit donc à l'Est du Grand Crêtet où de nouveaux plis et de nouvelles écailles apparaissent. Un laminage très intense, probablement en relation avec la présence du massif du Crêt du Rey, intervient plus au Nord et fait à peu près complètement disparaître toute cette zone.

Le pendage de toutes les unités tectoniques passées en revue ici, est des plus intéressants à considérer. Assez élevé à l'Est, il devient graduellement de plus en plus faible vers l'Ouest, si bien que non loin du plan de chevauchement de la nappe de l'Embrunais, il est inférieur à 30°. *De plus l'examen des écailles montre que celles-ci ne proviennent en général que d'une fragmentation des plis du bord occidental de la nappe de l'Embrunais, plis très serrés, très comprimés dont la matière a pu même s'échapper plastiquement. Les terrains les plus malléables, Flysch et Trias, sont généralement ceux qui se sont le mieux conservés et qui illustrent le mieux les plissements. Au contraire les assises dures, Lias, conglomérats et grès grossiers de la base du Flysch, n'ont pas obéi à l'étirement ; elles se sont alors très souvent fragmentées en lentilles, et disparaissent ainsi en un grand nombre de points.*

Il y a là, dans cette bordure de la nappe de l'Embrunais, un double jeu tectonique dû à la fois à la compression qu'ont subie ces terrains et à leur entraînement lors de la marche de la nappe de l'Embrunais.

B. — Au Nord du Cormet d'Arèches

Au Nord du Cormet d'Arèches, la zone des imbrications comprend une série de quatre lames formées chacune de Trias à la base et de Flysch au sommet. Seule une des lames moyennes se complète de Lias. Au Nord du Cormet d'Arèches, l'étirement des couches est encore plus violent qu'au Sud. La trace de plissements y devient rare et disparaît même au delà du vallon de Treicol. Les plis se sont complètement transformés en écailles.

Partout le Flysch est décollé ; de sorte que le plus souvent, le Lias et les couches de base du Nummulitique manquent. Partout l'étroitesse de ces écailles est très grande.

La lame orientale formée de schistes verts, de dolomies et de cargneules et de Flysch, très étroite au-dessus du Nant du Cormet, s'élargit progressivement en hauteur, occupant un large espace immédiatement à l'Ouest du col des Meudes. Un peu plus au Nord, dans le haut vallon de Conchette, elle est même pour-

vue localement de trois anticlinaux qui disparaissent bientôt. Plus au Nord encore, elle se suit continue jusqu'au Cormet même de Roselend, n'étant alors généralement constituée que par une lame de Trias et une bande de Flysch chevauchée par la zone du Crêt du Rey ; cependant dans les escarpements qui dominent la Petite Berge, le Trias est accompagné de calcaire liasique. Au Cormet de Roselend, la lame n'est plus constituée que par une très mince bande de cargneules et de dolomies bariolées affleurant au col même, et intercalée entre des schistes verts triasiques à l'Ouest et le Flysch de la zone du Crêt du Rey à l'Est.

Les deux lames médianes de la zone des imbrications, au Cormet d'Arèches, l'une, à l'Est, composée de dolomies de calcaire liasique puis de Flysch, l'autre, à l'Ouest, de schistes verts triasiques percés de quartzites de nature anticlinale et surmontés de Flysch, sont d'abord très nettement séparées l'une de l'autre jusqu'un peu au Sud du Passage des Embouchus, au delà duquel elles se confondent, ne formant plus qu'une longue bande jusqu'au vallon de Treicol.

La quatrième écaille commence au Cormet d'Arèches où elle repose directement sur l'autochtone. C'est d'abord une lame très étroite de cargneules et de Flysch. Ce dernier en disparaît à l'Est du lac des Fées, mais se montre à nouveau au Passage des Embouchus, puis se développe très largement jusqu'au vallon de Treicol, où il se divise lui-même en trois écailles secondaires soulignées par des lames de Trias.

Au Nord de Treicol jusqu'au Cormet de Roselend, ces trois dernières écailles ne forment plus qu'une lame de cargneules et de Flysch chevauchant l'autochtone. Le Flysch disparaît lui aussi au Cormet de Roselend. Il ne reste alors plus qu'une écaille comprenant, de l'Ouest à l'Est, un peu de quartzites du Trias, des cargneules puis des schistes verts. C'est la dernière trace des imbrications qui cessent définitivement à ce col.

Le bord chevauchant de la nappe de l'Embrunais.

Tout ce que j'ai rapporté à la nappe de l'Embrunais, repose partout à l'Ouest sur des terrains inconnus dans cette nappe. Tels sont : du Lias schisteux contenant ou non des schistes à miches, du Dogger de faciès géosynclinal. C'est une preuve de la nécessité de distinguer la nappe de l'Embrunais, de la zone dauphinoise. Partout il y a contact anormal traduisant un plan de chevauchement. En effet le premier terrain de la nappe de l'Embrunais au-dessus de ceux de la zone dauphinoise, est généralement le Trias; quelquefois même le Flysch. De plus très fréquemment le plan de chevauchement est garni de mylonites : cargneules renfermant des blocs anguleux de nature très diverse, quartzites, calcaires, dolomies, schistes du Trias, calcaires du Lias, calcaires gréseux du Flysch.

L'effort tectonique de la nappe de l'Embrunais s'est porté aussi sur la zone dauphinoise. En effet, à l'Est du Grand Crêtet, la nappe de l'Embrunais a arraché un copeau de gypse et de schistes aaléniens.

Le plan de chevauchement est très oblique ainsi que l'indiquent les sinuosi-

tés de sa trace sur le terrain. Les environs des Chapieux et du massif de la Pointe de Mya sont, à cet égard, très explicites. Enfin une dernière remarque s'impose. En se dirigeant vers le Nord on voit des unités tectoniques de plus en plus internes chevaucher la zone dauphinoise : la zone des schistes triasiques jusqu'au Cormet de Roselend, la zone du Crêt du Rey jusqu'au massif de la Pointe de Mya, le synclinal Pointe de l'Echelle et l'anticlinal de l'Aiguille du Grand Fond jusqu'aux Mottets, le prolongement du synclinal de Trias moyen de la Combe de la Nova au delà des Mottets.

III

VUE D'ENSEMBLE

Vue d'ensemble des différentes unités. — Je vais essayer maintenant de donner une vue d'ensemble des différentes unités tectoniques de la nappe de l'Embrunais :

1° *Le synclinal du Roîgnais* est formé d'une immense masse de Flysch, accidentée, au centre, d'au moins deux anticlinaux légèrement déversés et à flanc normal en pente très douce. En outre le Flysch s'y est certainement accumulé tectoniquement par de nombreux plissotements. C'est ainsi qu'il atteint une épaisseur apparente de 2.000 mètres.

Le synclinal est très large. A l'Est, la nappe du Briançonnais le chevauche. Elle le recouvre en grande partie, au Sud du Torrent du Charbonnet, et semble avoir plissé, au-dessus du Flysch, une lame de Nummulitique arrachée soit au flanc oriental du synclinal soit à une unité tectonique plus interne. Enfin dans le vallon du Charbonnet, la nappe du Briançonnais a entraîné quelques lames de cargneules et de Flysch.

A l'Ouest, le synclinal du Roignais a été poussé contre l'anticlinal complexe de la Portetta-Combe de la Nova, ce qui a déterminé des plissements sur son bord externe, plissements qui sont quelquefois en retour. Au droit des parties résistantes de l'anticlinal de la Portetta, le synclinal du Roignais s'est décollé de l'anticlinal (Torrents de la Portetta et de la Cerdosse). Dès les Chapieux, vers le Nord, le décollement devient plus intense encore et les plis externes du synclinal du Roignais se sont alors resserrés, ont été laminés, l'obstacle formé par l'autochtone étant encore plus proche.

2° *L'anticlinal complexe de la Portetta-Combe de la Nova.*

Il est très peu distinct au Sud, où il fait partie d'un ensemble de plis assez serrés constituant le corps de la nappe de l'Embrunais. Au Sud près de Villette

il ne se manifeste que par deux lames anticlinales témoignant seulement d'un resserrement un peu plus intense des plis.

Un peu plus au Nord dans le massif de la Roche à Thomas, un bombement de quartzites triasiques, caché sous le conglomérat nummulitique et déjà esquissé un peu plus au Sud, se manifeste. Ce dôme triasique caché commence à s'élever au-dessus du niveau normal en même temps que la couverture liasique et nummulitique des quartzites glisse dessus, le Trias moyen et supérieur jouant le rôle de lubréfiant. La couverture se plisse. L'afflux de matière provenant du synclinal du Roignais provoque des plis en retour, inversant ainsi le pendage. La poussée s'accentuant, les couches s'accumulent sous le Flysch du massif de la Pointe de l'Echelle. Les Trias moyen et supérieur eux-mêmes tendent à fuir, à s'infiltrer dans les plissements étroits.

Au Nord du Torrent du Cormet d'Arèches, l'anticlinal de quartzites s'élève tout en s'inclinant vers l'Ouest. En même temps qu'il fuit en hauteur, il semble que les plis de sa couverture aient alors cessé, et qu'il y ait comme une compensation de l'énergie absorbée pour la production de chacun de ces deux ordres de phénomènes. Bientôt l'effort tectonique se porte aussi sur la masse de quartzites elle-même, qui est obligée de se plisser, au Nord de l'Ormente. Les plis se resserrent. Et au débouché de la Combe de la Nova, sous l'effet d'une pression grandissante, ils sont forcés les uns de s'effiler, les autres de se fracturer. Alors apparaît aux Chapieux un régime d'imbrications dont la matière a fui en hauteur (Pointe de Mya) ; ce qui est en rapport avec la plus grande proximité de l'obstacle autochtone. Plus au Nord, le resserrement devient plus intense encore ; la portion occidentale de l'anticlinal se lamine complètement et disparaît aux Mottets, alors que la portion orientale se poursuit très étroite jusqu'au delà du col de la Seigne.

3° *Le synclinal Pointe de l'Echelle-Parozan.*

Ainsi que l'anticlinal de la Portetta, le synclinal de la Pointe de l'Echelle-Parozan n'est pas individualisé au Sud. C'est une série d'anticlinaux et de synclinaux d'autant plus serrés qu'ils sont situés plus à l'Ouest. Des fractures apparaissent surtout à l'Ouest, divisant la masse en une série d'écailles ; ce qui est dû aux résistances qui se sont opposées à la marche de ces unités tectoniques dont l'avancement a été plus rapide en profondeur qu'en surface.

A la Pointe du Col les plis se simplifient, deviennent plus amples, les fractures s'atténuent ; et tous ces traits s'accentuent encore dans le massif de la Pointe de l'Echelle. Comme ces phénomènes correspondent, à l'Est, à l'individualisation de l'anticlinal de la Portetta, on peut penser que la simplification est due à ce que les poussées ont été en partie amorties par l'anticlinal de la Portetta, en partie absorbées dans les plissements de sa couverture.

La présence d'une nouvelle unité tectonique à l'Ouest, le synclinal du Crêt du Rey, a déterminé le chevauchement du synclinal de la Pointe de l'Echelle sur celui du Crêt du Rey, chevauchement qui cesse au Roc Fallier, soit que le syn-

clinal du Crêt du Rey ait cédé suffisamment en se déversant, soit que les plis, à l'Est du Roc Fallier, aient suffisamment absorbé d'énergie.

En même temps que l'anticlinal de la Portetta s'élève, le synclinal de la Pointe de l'Echelle pour les mêmes causes s'approfondit, se remplissant alors complètement de Flysch. Toute la masse de l'anticlinal de la Portetta et du synclinal de la Pointe de l'Echelle au Nord du Nant du Cormet d'Arèches obéissant, alors en bloc, à la poussée, le bord occidental du synclinal se rompt à nouveau et chevauche le synclinal du Crêt du Rey.

Lorsque l'anticlinal de la Portetta *cède* en se plissant et en se fracturant plus au Nord, le chevauchement cesse à nouveau, mais reprend aux Chapieux sous l'effet de la poussée trop violente. Le synclinal n'est plus alors réduit qu'à une étroite lame qui cesse aux Mottets.

4° *La zone synclinale du Crêt du Rey.*

Il est difficile de connaître les raisons pour lesquelles le synclinal du Crêt du Rey ne commence qu'au Passage de Villette. Ce n'est d'abord qu'un simple synclinal soulevé sur un pédoncule de Trias. L'effort orogénique grandissant vers le Nord, comme il l'a été constaté pour les unités tectoniques précédentes, le synclinal se déverse, se transforme en une écaille qui se plisse au Nord du vallon du Cormet d'Arèches. L'écaille s'étrangle ensuite progressivement en une étroite lame qui se lamine complètement à l'Ouest du massif de la Pointe de Mya. Dès son début la zone du Crêt du Rey est limitée à l'Ouest par un plan de chevauchement qui ne la quitte pas.

5° *Les plis et les imbrications du Quermoz, de la Bagnaz et des schistes triasiques.*

Au Sud, la zone de ces plis ne s'individualise pas véritablement du reste de la nappe de l'Embrunais. La nature imbriquée du bord de la nappe de l'Embrunais apparaît cependant très nettement pour la région tout à fait externe. Bientôt les imbrications prennent un grand développement en gagnant sur les unités tectoniques plus internes. Ce sont des plis qui ont été d'abord comprimés, puis entraînés par la nappe de l'Embrunais. Les plis s'étirent alors, s'écaillent, chevauchent les uns sur les autres, s'effilent en profondeur. C'est bien un régime d'imbrications qui prend naissance. Dans l'étirement qui prédomine, la matière obéit différemment suivant sa nature. C'est ainsi que le Trias et le Flysch, très malléables se laissent travailler, tandis que le calcaire cristallin et les conglomérats beaucoup plus durs, non plastiques, cèdent et se transforment en lentilles.

La présence du synclinal du Crêt du Rey à la hauteur de la Pierre Percée a provoqué le laminage à peu près complet de la zone des imbrications. Mais la pression redevenant normale, à la hauteur du Cormet d'Arèches, les imbrications se poursuivent à nouveau bien développées, bien qu'elles se rétrécissent au fur et à mesure vers le Nord et disparaissent au Cormet de Roselend.

On a donc une nappe de charriage dont le bord formé de nombreuses imbrications, chevauche la zone dauphinoise.

Plus on se dirige vers le Nord, plus les plis se resserrent. Cela est probablement dû à un obstacle plus résistant, situé vers le Cormet de Roselend et plus au Nord, obstacle qui doit se trouver sous le Lias de la zone dauphinoise, et qui ne peut être que le prolongement méridional du cristallin du massif du Mont Blanc.

Les plis, les uns après les autres, subissent cette résistance :

La zone des plis et imbrications de la Bagnaz, etc. s'écrasent au Cormet de Roselend. La zone du synclinal du Crêt du Rey, s'écaille d'abord dès son apparition puis chevauche, elle-même, la zone dauphinoise, se lamine et disparaît à son tour à l'Ouest de la Pointe de Mya. La zone du synclinal de la Pointe de l'Echelle et de l'anticlinal de la Portetta s'écaille dans la Combe de la Nova, un peu plus au Nord que ne le fait le synclinal du Crêt du Rey, puis se lamine. Les écailles occidentales s'arrêtent aux chalets des Mottets, alors que les autres traversent le col de la Seigne, pénètrent en Italie, mais ne vont certainement pas jusqu'en Suisse, car, au col Ferret, le synclinal du Rôignais repose directement sur l'autochtone. Ainsi les différentes unités tectoniques de la nappe de l'Embrunais, les unes après les autres, après s'être écaillées, viennent en contact avec l'autochtone, se laminent et disparaissent. On voit donc que la nappe de l'Embrunais est toujours bordée d'un régime d'imbrications, mais prenant en écharpe les plis, et par conséquent oblique à leur direction.

Le style des masses poussées et des masses entraînées et étirées. — En considérant donc la nappe de l'Embrunais en largeur, on voit, à l'Est, une région correspondant au corps de la nappe, aux masses poussées, et à l'Ouest une région plus étroite correspondant aux masses entraînées ou écailles.

La région orientale est beaucoup plus large, à plis amples, bien ouverts, droits, déjetés ou même déversés, mais rarement isoclinaux. Les plis en retour n'y sont pas rares. Les fractures sont peu abondantes. Les plis, en général reliés les uns aux autres, en outre, se multiplient en profondeur. La poussée se fait sentir dans le détail même ; le Flysch se comprime, a tendance à se ramasser, à prendre le moins de place possible en largeur et le plus en hauteur. Les plis et plissotements s'y multiplient à profusion dans le détail, et se groupent en accordéon. Il y a une véritable accumulation tectonique de sédiments. Le pendage des terrains, en général très élevé, est supérieur à 45° et peut atteindre 80°.

La région occidentale, beaucoup plus étroite, est occupée par des plis isoclinaux, à pendage toujours dirigé vers l'Est, inférieur à 45°, oscillant entre 40° et 30°. Le pendage, donc très faible, est toujours de moins en moins élevé de l'Est à l'Ouest. Cette zone occidentale montre des anticlinaux et des synclinaux pincés, étirés, ou bien des écailles correspondant à des flancs normaux, d'anticlinaux ou de synclinaux, le contraire étant plus rare. Dans le détail de la tectonique on voit partout des étirements, des laminages des roches. C'est tout le

contraire de ce qui se passe dans la zone précédente. Les couches s'allongent par étirement aux dépens de l'épaisseur.

On saisit donc bien là deux styles différents : l'un correspondant à des masses poussées, le corps de la Nappe ; l'autre à des masses frontales entraînées, étirées et laminées.

Le passage des plis aux imbrications. — On a vu que la nappe de l'Embrunais en Tarentaise montre fort bien le passage des plis aux imbrications : Ainsi les synclinaux (synclinal du Crêt du Rey) d'abord droits, se déversent, se limitent par des plans de chevauchement, en même temps que la masse se resserre en plis qui bientôt deviennent isoclinaux. Le tout s'étrangle en une mince lame qui se lamine de plus en plus, puis disparaît. Le synclinal de Parozan et l'anticlinal de la Portetta nous ont également montré cette transformation des plis en écailles. L'anticlinal a d'abord été exprimé en hauteur par rapport au synclinal, en même temps que les plis se déversaient et que le flanc inverse du synclinal de Parozan se supprimait ou s'étirait considérablement. L'anticlinal s'est plissé. Les plis ainsi formés se sont séparés en groupe, écaillant ainsi la masse de l'anticlinal. Ces écailles se sont étirées en hauteur, jouant les unes par rapport aux autres. C'est ainsi que dans le massif de Mya, la portion orientale de l'anticlinal a nettement chevauché la partie occidentale. Le laminage atteint ensuite son maximum, faisant disparaître les plis les uns après les autres.

Preuves du charriage de la Nappe de l'Embrunais en Tarentaise. — D'après tous les faits précédents il n'y a donc aucun doute : la zone des Aiguilles d'Arves est bien une nappe. C'est ce que E. Haug [190] a appelé la *nappe de l'Embrunais*. Il y a longtemps que mon Maître a montré que le Nummulitique de l'Embrunais était charrié.

Plus tard en particulier Boussac par des observations a mis en évidence le charriage de la zone des Aiguilles d'Arves, plus au Nord, dans la région du Lautaret.

Mais en Tarentaise et en Maurienne aucune preuve n'en avait été donnée. Elles ne manquent pas : il y a d'abord la nature imbriquée du bord occidental. Les écailles se laminent en profondeur. Elles ont donc bien été étirées par le corps de la nappe d'un style tectonique tout à fait différent. Ensuite la présence de mylonites entre l'autochtone et la nappe est très significative à cet égard, d'autant plus qu'elles englobent des fragments les plus divers arrachés à la nappe de l'Embrunais (Des mylonites tout à fait semblables se retrouvent au bord de la nappe des Schistes lustrés près du Col de la Leysse où M. Eug. Raguin me les a montrées au cours d'une excursion faite avec lui l'année dernière. Il est des plus intéressants de retrouver exactement les mêmes phénomènes au bord de ces deux nappes).

Enfin il y a une telle différence de faciès entre le Lias bathyal de la zone dauphinoise et celui néritique de la nappe de l'Embrunais, différence se produisant immédiatement de part et d'autre d'une ligne de contact anormal, qu'il est

impossible de ne pas concevoir un éloignement primitif de ces deux zones qui n'ont pu être amenées l'une sur l'autre que par un charriage.

Les ondulations transversales. — Les ondulations transversales sont très nombreuses dans la nappe de l'Embrunais et atteignent souvent une amplitude très grande.

Un premier abaissement axial a lieu suivant le cours du Nant d'Agôt. Il se remarque dans l'anticlinal de la Portetta, le synclinal de la Pointe de l'Echelle, et celui du Quermoz.

Un second abaissement axial parallèle au Nant de Tessens, est indiqué dans les deux premières de ces unités tectoniques. Un troisième abaissement, le plus remarquable de tous, suit le vallon du Cormet d'Arèches et est perceptible du synclinal du Crêt du Rey à l'anticlinal de la Portetta.

Un quatrième d'amplitude moindre traverse toute la nappe de l'Embrunais à la hauteur du col de Bresson.

Enfin un dernier abaissement axial est visible dans la série des écailles aux environs des Chapieux.

On a donc ici toute une série de plis orthogonaux dus au « rétrécissement de l'hémicycle hercynien dans le sens du méridien » de E. Argand.

Tectonique générale. — Les coupes jointes à ce travail montrent que la superstructure actuelle de la nappe de l'Embrunais est assez différente de l'idée que l'on s'en faisait. Il suffit pour cela d'examiner les coupes de R. Staub (197) ou bien celles plus récentes de L. Moret (206). La partie supérieure de la nappe de l'Embrunais n'est pas une série régulière s'enfonçant isoclinalement sous la nappe du Briançonnais (= nappe du Grand-Saint-Bernard). Les coupes que je présente, nécessiteront probablement des modifications dans la structure profonde de la nappe de l'Embrunais : les couches sédimentaires de la nappe en question ne s'enfoncent pas, sinon si profondément, du moins aussi largement sous la nappe du Briançonnais avec une isoclinalité semblable à celle indiquée par les auteurs précités.

Le rôle tectonique des différents terrains. — Les terrains étant assez variés de nature, jouent chacun un rôle tectonique différent.

Le *Houiller* est le plus ancien. Il n'affleure qu'à la faveur de quelques anticlinaux, aussi est-il difficile de se rendre compte de son rôle dans la tectonique.

Le *Trias* est, de tous les terrains, celui qui a joué le plus grand rôle tectonique.

Il se comporte de deux façons dans la nappe de l'Embrunais. Il apparaît en effet d'une part en anticlinaux, normaux tranquilles, d'autre part en anticlinaux très serrés et même faillés.

Les anticlinaux normaux, comme ceux de la Portetta-Combe de la Nova, du Pont Saint-Antoine, de Cret Bettex, montrent un Trias tectoniquement normal, même s'ils sont, comme le premier, accidentés d'un ou plusieurs syncli-

naux. Les étirements ou les gonflements de terrain sont réduits au minimum. Le Trias forme alors le bâti profond, tel est le cas de l'anticlinal de la Portetta dont la large voûte s'enfonce sous le Lias et le Nummulitique qu'il bombe au Sud du vallon du Cormet d'Arèches.

Les anticlinaux peuvent être plus serrés, à flancs isoclinaux. — Il se produit alors généralement un glissement ou un décollement d'un flanc sur l'autre ; le Trias moyen et supérieur a servi de lubréfiant entre les deux masses synclinales adjacentes. Qu'il y ait glissement ou non, le Trias forme alors des bandes étroites à bords presque parallèles, et s'étendant sur de grandes longueurs. Ces bandes renferment un terrain quelconque du Trias moyen ou supérieur. Les quartzites y font à peu près totalement défaut. Lorsqu'il y a décollement, le mélange des roches est encore plus frappant ; les cargneules sont plus abondantes. Le fait que les quartzites apparaissent rarement dans ces derniers cas, montre qu'ils sont restés en profondeur. Cela est très net pour l'anticlinal de la Portetta dans le massif de la Pointe de Combavent. Les Trias moyen et supérieur très plastiques se sont décollés du Trias inférieur, ont fui et se sont injectés dans les anticlinaux dont le resserrement a été facilité par cette plasticité du Trias qui a pu se réduire en de minces lames.

Lorsqu'il y a des déplacements importants suivant des plans de chevauchement, c'est toujours le Trias moyen et le Trias supérieur qui jalonnent ceux-ci. C'est encore sa plasticité qui a joué ici. Le Trias moyen et supérieur des plis et des anticlinaux faillés a fourni un lubréfiant excellent pour les déplacements des écailles ou même de la nappe de l'Embrunais. Il se distribue alors en de minces épaisseurs se renflant ou s'étranglant par place, déterminant ainsi souvent des affleurements de forme amygdalaire. Lorsque le serrement a été trop intense, ou le déplacement trop grand, le Trias a été dans le premier cas expulsé, dans le second étiré. Il se distribue alors en chapelets (massif de la Pointe de Mya).

A l'intérieur de la nappe de l'Embrunais en Tarentaise, c'est surtout le resserrement et non l'amplitude du déplacement qui détermine l'épaisseur du Trias.

Au bord de la nappe de l'Embrunais où le déplacement a été particulièrement grand, le Trias est alors une mylonite englobant les fragments les plus divers.

Dans l'ensemble, le Trias constitue les premiers termes de la série tectonique. *Il en est de même d'ailleurs dans toute la nappe de l'Embrunais* depuis les régions les plus méridionales des Alpes françaises jusqu'en Suisse. Ne citerai-je que les régions de l'Ubaye et de l'Embrunais où l'immense manteau nummulitique traîne sur les terres noires autochtones, avec le Trias comme premier terme stratigraphique. La couverture sédimentaire de la nappe de l'Embrunais s'est décollée de son substratum solide, c'est-à-dire des terrains cristallins. Et si le Trias moyen et le Trias supérieur apparaissent le plus souvent dans les anticlinaux et les plans de charriage, c'est qu'ils sont les plus plastiques, le Houiller et les quartzites étant restés en profondeur. Cette plasticité du Trias a joué un grand rôle dans la formation de la nappe, en permettant un décollement facile et en lubréfiant le plan de chevauchement.

Le Lias, étant un calcaire cristallin massif, bien homogène, plus résistant que les autres terrains, joue un rôle particulier dans la tectonique de détail de la nappe de l'Embrunais.

Lorsqu'il est en masses peu épaisses, comme dans la plus grande partie de la région étudiée, ses faibles dimensions annihilent son influence, et le calcaire cristallin se plisse en harmonie avec les couches voisines. Quelquefois cependant, en particulier, dans la zone bordière des imbrications, les conglomérats nummulitiques ont été supprimés entre le Lias et le Flysch. Aussi peut-on penser à une action du calcaire cristallin. Mais le plus souvent cette suppression des conglomérats doit être rapportée à l'écrasement intense et surtout au laminage qui ont d'abord agi sur les conglomérats, avant d'atteindre le calcaire cristallin, lui-même, beaucoup plus résistant.

Lorsque le calcaire cristallin est en masse très épaisse, comme à Villette, il a réellement une influence tectonique. Dans la description régionale j'ai montré que, dans cette localité, la masse particulièrement homogène du Lias était intacte et seulement traversée par quelques fissures; et j'ai montré que toutes les parties externes de ce calcaire étaient froissées et en particulier écrasées et laminées. Une pareille disposition est également visible dans la colline Saint-Jacques près de Saint-Marcel, qui présente même comme à Villette, à la partie supérieure du Lias, un enveloppement de pelures se détachant de la masse, pelures dues à la pression que le calcaire a subie.

A Villette, la masse a été à tel point résistante que les conglomérats de base du Nummulitique ont complètement disparu par laminage et que le Flysch a glissé dessus.

Dogger (?). Les couches du Dogger (?) ont eu aussi un rôle tectonique spécial. Et à ce sujet on peut observer deux faits :

1° les couches ont toujours subi un écrasement et un laminage intenses : A Villette elles sont presque partout broyées. Dans les autres parties de la nappe de l'Embrunais, les calcschistes se débitent toujours en crayons ou en baguettes, qui ont roulé dans un déplacement relatif. Cela est très net sur un très grand nombre d'échantillons. Le froissement est intense. Ces assises bien développées dans le massif du Grand Fond, sont ailleurs très réduites et alors les phénomènes décrits ci-dessus sont poussés au maximum;

2° les couches se trouvent toujours comprises entre deux assises plus résistantes, d'une part les conglomérats nummulitiques, d'autre part, les calcaires cristallins liasiques, ou les quartzites triasiques.

De ces deux constatations je conclue que les couches ont été écrasées et laminées par suite des déplacements relatifs de ces masses résistantes dont le jeu est général partout où il y a des calcschistes.

Enfin il est à signaler que si ces couches sont assez puissantes dans le massif du Grand Fond, c'est qu'elles se sont accumulées au sommet de l'anticlinal. Ce gonflement de charnière et le laminage fréquent dans le flanc inverse de ce même pli, indiquent bien la grande plasticité de ces couches.

Le Nummulitique constitue la partie la plus importante des terrains de la

nappe de l'Embrunais. Aussi lorsqu'il y a eu des mouvements relatifs, a-t-il pu agir par sa masse.

En général, les conglomérats, les grès grossiers et le Flysch ont formé un même ensemble au point de vue tectonique, parce que les calcschistes du Dogger qui se trouvent dessous, sont plastiques. Toutefois lorsque les décollements ont été assez intenses, comme à Villette ou dans les imbrications, les conglomérats, de même que les grès grossiers, ont pu être complètement laminés.

Quelle que soit la petitesse des éléments tectoniques, le Flysch subsiste presque toujours, sa puissante masse n'ayant pu être complètement laminée. Il faut en outre signaler le rôle particulier joué par le Flysch, dans un grand nombre de cas, en s'accumulant dans les synclinaux par une multitude de plissotements, comme je l'ai signalé dans le massif du Roignais.

RÉSUMÉ DE LA TECTONIQUE

En résumé la zone de la nappe de l'Embrunais, au Nord de l'Isère, est bien une nappe de charriage dans laquelle on peut distinguer dans le sens transversal :

1° une région orientale, très large, à plis amples, bien ouverts, droits ou déjetés ou même déversés mais rarement isoclinaux. C'est le corps de la nappe, masse poussée ;

2° une région occidentale, beaucoup plus étroite, à plis toujours isoclinaux, à pendages relativement faibles. Les imbrications y sont nombreuses. Les couches sont toujours très étirées. C'est le bord chevauchant de la nappe, disloqué en masses qui ont été entraînées et laminées par le corps même de celle-ci.

Dans le détail les différentes unités tectoniques que l'on peut distinguer sont de l'Est à l'Ouest :

1° le synclinal du Roignais ;
2° l'anticlinal de la Portetta-Combe de la Nova ;
3° le synclinal de la Pointe de l'Echelle-Parozan ;
4° l'anticlinal triasique Passage de Villette-col du Coin ;
5° la zone du synclinal du Crêt du Rey ;
6° les plis et les imbrications du Quermoz, de la Bagnaz et des schistes triasiques.

Toutes ces unités tectoniques élémentaires, peu distinctes au Sud, où elles sont formées par des plis assez serrés, s'individualisent les unes et les autres vers le Nord. Les unes après les autres, en commençant par les plus externes, se resserrent, s'étirent, s'écaillent, se laminent et disparaissent de sorte qu'elles entrent successivement en contact avec l'autochtone. Il ne reste ainsi à la frontière franco-italienne plus que le synclinal de la Seigne et un fragment de l'an-

ticlinal de la Portetta. Le régime d'imbrications qui borde la nappe de l'Embrunais, prend donc en écharpe les différents plis et est ainsi oblique à leur direction. Ces phénomènes sont probablement dus à la compression énergique qu'a subie la nappe de l'Embrunais en arrière du Massif du Mont Blanc et en arrière de son prolongement souterrain vers le Sud, dont l'effet se fait sentir jusque bien au Sud du Cormet de Roselend. En considérant également la nappe de l'Embrunais dans le sens longitudinal, j'ai mis en évidence de nombreuses ondulations transversales, atteignant souvent une amplitude très grande. Les vallées principales de la région occupent l'emplacement des abaissements axiaux.

Enfin le dessin que l'on se faisait de la structure profonde de la nappe de l'Embrunais devra certainement subir des modifications, car les terrains sédimentaires, ne s'enfoncent pas sinon aussi profondément du moins aussi largement sous la nappe des Briançonnais.

CHAPITRE VI

MÉTAMORPHISME

Les roches de la nappe de l'Embrunais sont incontestablement atteintes par le métamorphisme, au Nord de l'Isère. Ce n'est point un métamorphisme accentué, comme dans la nappe du Briançonnais qui lui est voisine ou comme dans la nappe des Schistes lustrés. Ce n'en sont que les premières atteintes qui caractérisent les parties les plus superficielles de la zone du métamorphisme.

S'il ne semble pas s'être fait sentir d'une façon apparente dans le Houiller et les quartzites du Trias où cependant les séricites commencent à prendre naissance, tous les terrains postérieurs à ceux-ci fournissent des témoignages certains.

Les calcaires et les dolomies sont toujours cristallisés. Ceux du Trias sont bien spathiques. Les calcaires du Lias le sont très largement. Mais dans ce dernier cas la large cristallisation tient non seulement au métamorphisme, mais aussi à ce que ces calcaires, au moment de leur dépôt, possédaient déjà une cristallinité très grande, du fait que les échinodermes participaient, pour une part très large, à leur formation. Les autres calcaires, ceux rapportés au Dogger, ceux du Nummulitique, sont toujours bien cristallisés.

Certains schistes, en particulier ceux du Trias, montrent une individualisation des phyllites. Le quartz détritique que l'on trouve en grande quantité surtout dans les couches nummulitiques, ne garde jamais exactement ses contours originels. Il est à peu près toujours pourvu d'accroissement souvent considérable. Les organismes contenus dans les roches ont aussi subi un métamorphisme qui les a, à peu près tous, effacés. La calcite des bélemnites est complètement recristallisée de telle sorte qu'il n'en reste plus que les contours qui se confondent plus ou moins avec la roche encaissante. La structure des entroques n'est conservée qu'en de rares cas. Les spicules de spongiaires, encore intacts à Plombières-Saint-Marcel, se retrouvent en partie à Villette ; mais partout ailleurs ils sont indiscernables dans les silex des calcaires liasiques. Les gros bivalves, les ammonites sont rendus méconnaissables, absolument indéterminables sauf les *Gryphea arcuata* aux coquilles épaisses. On voit donc qu'il y a eu une recristallisation très nette de toutes les roches sédimentaires.

Mais il y a également formation d'éléments nouveaux : Certaines dolomies ou certains calcaires du Trias, renferment en abondance des cristaux d'albite

qui peuvent atteindre une très grande taille. On sait que ceux-ci n'ont guère de valeur, qu'ils existent, en effet, dans des formations exemptes de métamorphisme. Mais il est des plus probables que celui-ci en a cependant favorisé la naissance. Leur grande abondance toujours réservée au Trias peut, peut-être, s'expliquer par le fait que beaucoup de roches triasiques sont d'origine halogène et de ce fait ont pu fournir la soude nécessaire à la formation de l'albite. Elle peut s'expliquer aussi par le fait que les colonnes filtrantes ont pu cheminer plus facilement par le Trias, lieu de chevauchement et de fractures profondes. Seules les dolomies de Villette, parmi tous les autres terrains, renferment abondamment de l'albite.

La tourmaline et le rutile sont très fréquents dans les schistes du Trias. Je les ai retrouvés en quantité considérable dans des schistes du Flysch de la Terrasse. Il est impossible de ne pas voir là un apport.

Dans beaucoup de roches enfin les paillettes de séricite sont très nombreuses. Il est certain que presque toutes sont d'origine détritique, mais aussi qu'elles ne sont point restées telles quelles. Enfin dans certains conglomérats de Montgirod j'ai observé de la phlogopite très fraîche.

On peut, de tout cela, conclure à un léger métamorphisme régional avec de temps en temps quelques apports qui forment taches de ci de là.

On peut conclure encore que le métamorphisme est postérieur au Nummulitique qui en a été en effet atteint.

Mais les cristaux de calcite des roches, les phyllites naissantes des schistes sont tordus, et d'autre part la zone dauphinoise au voisinage de la nappe de l'Embrunais n'est pas métamorphisée; le métamorphisme est donc antérieur aux charriages alpins comme cela a déjà été établi par M. P. Termier [1]. Toutefois comme je l'ai montré les cristaux de tourmaline et de rutile sont intacts. Leur cristallisation et donc aussi leur apport sont, au contraire, postérieurs aux phénomènes dynamiques.

Le dynamométamorphisme, purement mécanique, s'est fait sentir sur une grande échelle. Cela tient à la compression intense qu'a subie la nappe de l'Embrunais en arrière de la zone dauphinoise. Il est d'autant plus violent que l'on se rapproche des arrières du massif du Mont Blanc. Il apporte une physionomie à tous ces terrains qui ont réagi chacun suivant leur nature. Les calcaires massifs du Trias et du Lias ont en général bien résisté. Il en est de même des quartzites qui n'ont cédé que dans les charnières des plis. Les conglomérats, quoique massifs, ont souvent moins bien résisté. Les couches jurassiques comme je l'ai indiqué, ont roulé, ont servi de lubréfiant. Quant au Flysch il présente très fréquemment des écrasements très intenses et parfois réduits en bouillie. Tous ces résultats ont d'ailleurs été plus largement développés dans le chapitre concernant les résultats tectoniques.

[1] P. Termier. Les schistes cristallins des Alpes occidentales. *C. R. Congrès géologique international de Vienne*, 2e partie, pp. 541-586, 1903.

TROISIÈME PARTIE

APERÇU SUR LE BORD EXTERNE DE LA NAPPE DU BRIANÇONNAIS ET EN PARTICULIER SUR LA ZONE DU PETIT SAINT-BERNARD

CHAPITRE PREMIER

LISTE D'OUVRAGES CONCERNANT LA ZONE DU PETIT SAINT-BERNARD [1]

3, 5-9, 11, 16, 18, 19, 23, 32, 33, 39-43, 45, 49-52, 54, 56, 57, 63, 64, 67, 72-74, 82, 84, 86, 91, 92, 94, 101, 103, 108, 111, 113, 115, 121-123, 126, 127, 129, 130, 132, 134, 138, 139, 145, 146, 150-155, 157, 161, 164, 168, 173, 177, 178, 183, 189, 191-193, 198, 199, 205, 206.

207. — 1861. — **Terreil** (A.). — Analyse de cinq roches de la vallée de la Tarentaise en Savoie. *C. R. Ac. Sc.*, t. LIII, p. 120, séance du 15 juil.

208. — 1871. — **Gastaldi** (B.). — Studii geologici sulle Alpi occidentale con appendice mineralogica di Struver, parte I Memorie per serv. alla descriz. di carta geologica d'Italia, pp. 1-48, 4 pl. *Mem. R. comit geol. d'Italia.*

209. — 1874. — **Id.** — Idem, parte II, *ibidem.*

210. — 1895. — **Kilian** (W.) et **Termier** (P.). — Nouveaux gisements de roches éruptives dans les Alpes françaises. *B. S. G. F., C. R. s.*, (3), t. XXIII, p. IC.

[1] La liste des chiffres renvoie au numérotage de la liste bibliographique de la nappe de l'Embrunais.

211. — Id. — Sur quelques roches éruptives des Alpes françaises. *B. S. G. F.* (3), t. XXIII, p. 395.

212. — 1902. — Franchi (S.). — Contribuzione allo studio delle roccie a glaucofane e del metamorfismo onde ebbero origine nella regione ligure alpina. *Boll. dell R. comit. geol. d'Italia*, vol. XXXIII, p. 245.

213. — 1903. — I giacimenti di antracite nelle Alpi occidentali italiane. Memoires de Pellati, Franchi (S.), Stella (A.), Castro (C. de), Zaccagna (D.), Oreglia (D.), Mattirolo (E.), Peola (P.), Memorie descrittive della Carta geolog. d'Italia, vol. 12, p. XIII + 232, 14 pl., 31 fig. Roma.

214. — 1912. — Pussenot (Ch.). — Le Westphalien moyen dans la zone axiale alpine. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLV, pp. 1564-67.

215. — 1913. — Id. — Révision de la feuille de Lyon au 320.000e. *B. S. C. G. F.*, t. XXII, C. R. collab. camp. 1912, nº 133, pp. 128-29.

216. — Id. — Le Stéphanien inférieur (zone des Cévennes) dans la zone axiale alpine. Essai de coordination des divers niveaux du terrain houiller des Alpes occidentales. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLVI, pp. 97-100.

217. — 1914. — Id. Feuille de Lyon au 320.000e. Terrain houiller des environs de Peisey et des Chapelles. *B. S. C. G. F.*, t. XXIII, C. R. coll. camp. 1913, nº 136, p. 124.

218. — 1919. — Kilian (W.) et Révil (J.). — Aperçu sommaire sur les roches éruptives des Alpes françaises. *B. S. S. I.*, t. XXXIX,

219. — 1923. — Kilian (W.), Blanchet (F.), Moret (L.), Roch (Ed.). — Contributions à la connaissance du terrain houiller de la zone intraalpine française. Etudes exécutées sous la direction de M. W. Kilian. *Ibid.*, t. XLV. *Ann. Université de Grenoble*, t. XXXIV, *T. L. G. G.*, t. XVI, 2e fasc., p. 151.

220. — 1924. — Moulinier (L.). — Les gisements houillers des Alpes françaises. *B. S. S. I.* et *T. L. G. G.*, t. XIII, 2e fasc., p. 189.

221. — 1927. — Hermann (F.). — Les écailles de gneiss de la Pointe Rousse du Verney, aux environs du Petit Saint-Bernard. *Actes de la Soc. helvét. des Sc. nat. de Bâle*, 108e session, 2e partie, pp. 158-159.

222. — Il XL congresso della Societa geologica italiana in Val d'Aosta. Le Escursioni della societa geologica italiana nell'alta Valle d'Aosta (2-6 settembre 1927). *Boll. della Societa geologica italiana*, vol. XLVI, fasc. 2, p. 62.

223. — 1928. — Franchi (S.). — Il riconiscimento dell' Etá eocenica dei « Grès d'Annot » fatto da P. Termier (voir la note infrapaginale, p. 12). *Boll della Societa geologica italiana*, vol. XLVII, 1928, fasc. 1, p. 10.

224. — Hermann (F.). — Les écailles de gneiss de la Pointe Rousse de Verney, aux environs du Petit Saint-Bernard. *Eclogæ geologicæ Helvetiæ*, t. XXI, nº 1, juin 1928, p. 72.

225. — Schoeller (H.). — La zone du Petit Saint-Bernard en France. *B. S. G. F. C. R.*, *s*, (4), t. XXVIII, nº 5, pp. 62-64.

CHAPITRE II

APERÇU HISTORIQUE

L'historique de la zone du Petit Saint-Bernard est intimement lié à celui de la nappe de l'Embrunais, ces deux zones ayant été, à peu près toujours, confondues en une seule.

La carte géologique au 80.000e distingue bien les schistes liasiques de la région de Lancebranlette de ceux du synclinal du Roignais qui, d'après M. Bertrand, peuvent monter jusque dans le Jurassique. Mais ces deux zones restent, sur cette carte, liées entre elles. Kilian et Lory [125] séparent ces deux régions de calcschistes, l'une, à l'Ouest, contenant des brèches, l'autre à l'Est caractérisée par ses roches vertes. Pour Franchi [130] au contraire, tout cela n'appartient qu'à une seule masse, ce que Kilian et Lory admettent [134, 144]. Et d'après eux le complexe qui contient les brèches polygéniques, passe vers le haut à des schistes lustrés avec *pietre verdi* subordonnés (Versoyen, col du Breuil). Et c'est l'opinion de Boussac [152] également admise par W. Kilian et Ch. Jacob [154, 155] en 1912. Enfin W. Kilian [161, 172] y voit le passage des schistes lustrés à son « Lias de type mixte ». Et voici ce qu'il écrit à ce sujet : « Les schistes lustrés n'apparaissent, en effet, pas toujours brusquement et sans transition à l'Est de la zone du Briançonnais, et il est des points privilégiés dans les Alpes, où l'on peut observer, ainsi que l'un de nous l'a montré en collaboration avec MM. P. Lory et S. Franchi, puis avec M. Ch. Jacob, un passage graduel, du « faciès briançonnais » au faciès piémontais du Lias ». D'après les auteurs les schistes lustrés à roches vertes de la région frontière Breuil, Versoyen, Petit Saint-Bernard « sont en continuité complète avec le Lias à faciès mixte » qui n'est en réalité que le Flysch nummulitique du synclinal du Roignais. En 1920 W. Kilian et P. Termier admirent encore la relation de ces deux zones. Tel était l'état de la question lorsque j'abordai l'étude de la région. J'ai montré en 1927 [200] que les deux zones étaient distinctes stratigraphiquement et tectoniquement, ce que M. Hermann [221, 224] et M. P. Termier [204] ont admis. Mais alors que M. P. Termier rapproche cette zone du lambeau du Mont Jovet, j'y vois avec M. Hermann un équivalent des plis du Simplon.

Les roches vertes furent, à ma connaissance, signalées pour la première fois en l'an XIII par Hassenfratz [15] près du Petit Saint-Bernard sur le versant italien. En 1807, Verneilh [7] remarqua, ensuite, qu'avant d'arriver à Bonneval « on passe à côté d'une roche d'Hornblende, entremêlée de beaux gneiss » Alph. Favre [36] nota « quelques massifs de serpentines » des environs du Petit Saint-Bernard. Et un peu plus tard [43] figura quelques coupes faites dans le massif de roches vertes du versant italien. Baretti [63, 83] ensuite, signale et décrit les gneiss du vallon du Breuil ainsi que les roches vertes, celles-ci sous le nom de serpentine, de schistes serpentineux, de talcschistes, de pierre ollaire, d'amphibolite, de diorite, de schistes amphiboliques et d'ovardites. Zaccagna [82] remarqua les roches vertes des Echines, des Tigny et de Bonneval. Enfin Kilian et Révil [85] observèrent à nouveau la roche verte située en amont du Châtelard et qu'ils ont soumise à M. P. Termier qui la détermine comme une amphibolite anorthite (thosique) chloriteuse, identique à certaines amphibolites à glaucophane de la Vanoise. Cette roche peut être considérée comme une diorite anorthique (thosique). Elle fut analysée et longuement décrite par W. Kilian et P. Termier [210, 211], en 1895, et tenue comme probablement un mélaphyre recristallisé. En 1899, Franchi [105] donne une énumération des roches vertes que l'on trouve sur le versant italien : pierre ollaire, prasinite chloriteuse, prasinites provenant en grande partie du métamorphisme des euphotides, amphibolites sodiques à glaucophane. Il signale au pied du Glacier d'Arguerey et à la Pointe des Glaciers, à l'W. de la Pointe des Rousses, des euphotides plus ou moins ouralitisées mais conservant encore des traces de leur structure primitive. L'amphibole épigénise le diallage conservé partiellement. Ces dernières roches présentent des passages à divers types de roches amphiboliques identiques à celles des Alpes cottiennes. L'une de ces prasinites fut décrite plus minutieusement en 1902 par le même auteur [212]. Enfin je relèverai dans une note de Franchi [130] et publiée en 1902, les noms de euphotides, porphyrites diabasiques, plus ou moins ouralitisées et transformées en prasinites, de prasinites et de serpentines, noms donnés aux différentes roches vertes de cette région. Et je terminerai en citant la note de W. Kilian et J. Révil [218], intitulée « Aperçu sommaire sur les roches éruptives des Alpes françaises ».

C'est Franchi [105, 111, 130, 138] qui eut le gros mérite de démontrer l'âge liasique des calcschistes de la zone du Petit Saint-Bernard, en découvrant de nombreuses bélemnites en particulier près du col du Petit Saint-Bernard, près de la Colonne de Joux, aux chalets de la Balme, à Verney. Depuis j'en ai retrouvé dans le vallon de Beaupré en France [200].

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE

La zone du Petit Saint-Bernard, telle que je la comprends, est essentiellement formée par la grande série des calcschistes à roches vertes, qui s'étend entre le

Flysch de la nappe de l'Embrunais et le Houiller du col du Petit Saint-Bernard. Elle apparaît comme une masse singulière, pincée entre ces deux terrains, s'étendant entre les Gorges de l'Arbonne et la frontière. Mais au Sud, cette zone du Petit Saint-Bernard est dans le prolongement du synclinal triasique de Langefoy et d'Aime, façonné dans le Houiller appartenant incontestablement à la nappe du Briançonnais. Je donnerai donc auparavant un aperçu de cette zone houillère qui s'étend depuis Aime jusqu'à Bourg-Saint-Maurice et au delà jusqu'au col du Petit Saint-Bernard.

CHAPITRE III

LA ZONE HOUILLÈRE DU BORD EXTERNE DE LA NAPPE DU BRIANÇONNAIS, D'AIME AU COL DU PETIT SAINT-BERNARD ET RÉSUMÉ STRATIGRAPHIQUE

La nappe du Briançonnais qui chevauche la nappe de l'Embrunais, présente à son bord externe, jusqu'aux Gorges de l'Arbonne un synclinal essentiellement formé de roches triasiques. J'étudierai d'abord l'étroite bande houillère occidentale, puis le synclinal triasique et enfin la bande houillère de la rive gauche de l'Isère depuis Aime jusqu'au col du Petit Saint-Bernard.

Toute cette région est de topographie très molle, très simple, conditionnée par l'homogénéité des terrains. Il n'en est pas toutefois, de même, de la chaîne Aiguille Grive-Pointe du Four, plus déchiquetée avec ses roches triasiques.

La bande occidentale du Houiller.

Le bord chevauchant. — La bande occidentale, très étroite chevauche partout le Flysch suivant une ligne de contact anormal qui passe à l'W des Esserts, de Longefoy, à la base de la Forêt de Crêtet, traverse l'Isère, se poursuit à l'Est de Villarolland, à l'Ouest de la Thuille, au Nord de Granier et, de là, passe sous le glaciaire de la Forêt de Serre. Dans la Forêt du Plan des Archers, j'ai découvert un petit affleurement de Houiller appuyé contre du Flysch. Le contact anormal passe, ensuite, dans le Bois Borgne, traverse les éboulis et les alluvions du vallon de l'Ormente, suit un replat suspendu, à l'Ouest du Grand Châtelet et franchit la crête de Plovezan pour redescendre dans le vallon du Nant Blanc, un peu à l'Ouest du chalet du Four. La limite, ensuite cachée sous les éboulis et les alluvions du vallon du Nant Blanc, se poursuit jusque dans les pentes qui dominent, à l'Ouest, le col de Leisette. Au lac d'Esola, elle oblique brusquement vers l'Est, longe les parties élevées des pentes du vallon du Charbonnet jusqu'au Blockhauss de la Platte (ou ouvrage de 2.000 m.) en décrivant plusieurs sinuosités dont quelques-unes sont très accentuées.

Le contact anormal passe à l'Ouest de la route du Blockaus au Nord puis à l'Est du Fort du Truc et descend dans le vallon du Charbonnet.

Presque partout le Houiller chevauche directement le Flysch de la nappe de l'Embrunais. A l'Est des Deux Antoines cependant, le repos de la nappe du Briançonnais se fait sur les brèches du Nummulitique.

A l'Ouest du ruisseau du Clapey vert, une lame de quartzites triasiques, de 600 mètres de longueur, s'intercale entre le Houiller et le Flysch ; au bord du ruisseau de Forcle, c'est une lame de calcaire et de dolomie ; sur l'arête au N.W. du Blockhauss de la Platte, c'est une très petite écaille de schistes argentés à surfaces phylliteuses, très douces au toucher, mais dont la tranche présente de nombreux grains de quartz provenant de la roche originelle qui était un quartzite. Au Sud du Blockhaus de la Platte, il y a une nouvelle intercalation, de 700 mètres de longueur, de roches triasiques, pincées entre le Houiller et le Nummulitique de la nappe de l'Embrunais. Une coupe menée, de l'Est à l'Ouest, y montre la série renversée suivante qui comprend :

1° le Flysch très écrasé de la nappe de l'Embrunais ;

2° des dolomies grises et un calcaire cristallin noir, assez largement spathique ;

3° des quartzites dont la surface supérieure est laminée ;

4° le Houiller.

La base du Houiller de la nappe du Briançonnais est toujours écrasée au contact du Flysch dont la partie supérieure l'est elle-même. Il est facile de s'en rendre compte dans le ravin du torrent qui, prenant naissance au N. du Roc de l'Enfer, se jette dans le Charbonnet en face des Sagières. Un ravinement situé sur le côté droit de ce ravin fait voir de bas en haut :

1° de gros bancs de calcaire de teinte blanche et formant un bel escarpement ;

2° des calcschistes noirs, contenant des plaquettes de roches semblables à celles du Flysch. Il y a quelquefois de grands paquets moins écrasés de Flysch et, chose curieuse, plutôt situés au voisinage du Houiller. Tout ce complexe est complètement écrasé On y trouve des calcaires se débitant en crayons, parties plus résistantes qui ont roulé lors du laminage ;

3° du Houiller : arkoses écrasées, à grain fin, à mica blanc abondant ; des schistes noirs gris bleu, micacés, quelquefois un peu arkosiques. On en trouve de tels dans le Houiller normal. Ils ont subi un écrasement intense. Il y a également des couches de Houiller normal : schistes noirs anthraciteux, etc. ;

4° du Houiller non écrasé.

Traitant toujours du contact de la nappe du Briançonnais et de la nappe de l'Embrunais, je citerai un pointement de brèches nummulitiques au milieu du Houiller, au-dessus du chalet du Darbeley, et un autre, plus au Nord, à l'Est des Antoines, vers l'altitude de 2.170 mètres. Ce sont deux petites fenêtres ou regards à travers le Houiller.

La ligne de contact anormal décrit plusieurs sinuosités indiquant la valeur du pendage du plan de chevauchement. Au Plan des Archers et au Bois Borgne le pendage est voisin de 40° et de 30° au Grand Châtelet. Enfin sous les Antoines, il est aisé de se rendre compte que le Houiller de la nappe du Briançannais est en repos presque horizontal.

La superposition directe du Houiller sur le Flysch ou sur les conglomérats nummulitiques, la présence d'écailles triasiques écrasées entre le Houiller et le Flysch, montrent suffisamment la nature charriée de la nappe du Briançonnais en Tarentaise. Les écailles de Trias peuvent être considérées comme des morceaux de flancs renversés. C'est ce qu'indique d'ailleurs clairement l'écaille du Blochkaus de la Platte.

La masse du Houiller. — La zone houillère, étudiée ici, est très peu épaisse. Très étroite au Sud, elle prend de l'ampleur au Grand Châtelet, puis s'étend très largement sur le plateau des Antoines ; mais ce n'est là qu'un effet géométrique dû à l'intersection avec la topographie du Houiller moins incliné.

Le Houiller de cette bande n'a rien de particulier. Je citerai seulement des poudingues à gros galets de quartz et de gneiss très clair. Il est en général assez pauvre en combustibles. Néanmoins on trouve de l'anthracite sur la rive gauche du torrent qui passe à l'Est des Antoines. Il y en a vers l'altitude de 2.200 mètres. On note, en outre, plusieurs filons de minerais de fer, hématite lamellaire, sidérose, pyrite avec barytine, aux Rottes, à l'extrémité méridionale des Antoines, vers l'altitude de 2.200 mètres à la source d'un ruisseau qui descend entre Plan Rosière et Darbeley, à l'Est des Antoines, à l'Est du Roc de l'Enfer.

La couverture du Houiller. — Le Houiller supporte une couverture triasique et probablement aussi liasique dans le massif du Roc de l'Enfer et des Deux Antoines. Ces terrains sont plissés suivant une direction N.-S. Je les étudierai donc par une coupe transversale menée de l'Est à l'Ouest qui montre (Pl. X, fig. 9) :

1° du *Houiller* à plongement dirigé vers le N.W ;

2° des *quartzites* très peu épais affleurant au pied des Antoines. Ils sont en majeure partie cachés par des éboulis ;

3° *a*) des *dolomies jaune brun*, bien litées se débitant même en plaquettes. Elles sont parfois très albitisées ;

b) des *dolomies grises*, à patine gris clair et noires à patine grise, formant des rochers massifs.

On arrive ainsi à la Petite Combe où les éboulis recouvrent du Houiller qui affleure au Nord. Entre le Houiller et les dolomies sont intercalés des quartzites du Trias.

En franchissant la crête située entre la Petite et la Grande Combe, on rencontre :

1° des *dolomies* ;

2° un *calcaire cristallin*, blanc, très pur, très translucide. Il est complètement

recristallisé. Rien ne permet de le rattacher soit au Lias soit au Trias. Il constitue la crête ;

3° *a*) des *schistes bleus*, très peu ou non métamorphiques, avec *brèches* et *microbrèches*. La brèche, de teinte généralement brune, est à éléments mesurant de quelques millimètres à 2 centimètres. Les éléments sont des dolomies capucin et des calcaires gris triasiques. Le ciment est peu visible. Au microscope on n'observe ni organisme ni rien de spécial, à part la nature calcique du ciment bien cristallisé. Les microbrèches ne diffèrent des brèches que par la taille moindre des éléments plus dispersés, et par la présence de nombreux grains de quartz ;

b) des *calcaires en plaquettes* à surfaces légèrement lustrées. Ces brèches et ces calcaires sont d'âge indéterminé. Ils sont plus récents que le Trias. C'est peut-être du Lias. Toutes ces couches plongent vers l'Est.

Au fond de la Grande Combe du Quaternaire cache du *gypse* et des *cargneules* bien développés au col de Leisette.

En continuant notre coupe, en traversant la crête qui prolonge, au Sud, le Roc de l'Enfer, on relève :

1° des *dolomies grises*, semblables à celles qui affleurent aux Deux Antoines ;

2° des *calcaires noirs* et des *dolomies jaunes* en lits et en fines plaquettes ressemblant beaucoup au Rhétien. Ces couches ainsi que les précédentes plongent vers l'Ouest. Là-dedans, il y a des calcaires très finement spathiques d'un gris noir, à patine brune. On y observe des sections de formes très irrégulières, peut-être de bivalves, mais en d'autres points ces traces sont vermiculées et tout à fait semblables à celles du Muschelkalk de Lorraine et d'Alsace ou des environs de Toulon. Il y a aussi des calcaires gris spathiques présentant de nombreuses sections blanches qui ne sont pas sans rappeler celles des bivalves ;

3° des *quartzites* en bancs verticaux qui forment le Roc de l'Enfer. Les couches situées entre ces quartzites et les calcaires précédents sont écrasées ;

4° du *Houiller*.

En résumé on a trois crêtes séparées les unes des autres par du Houiller dans la Petite Combe et par des cargneules et du gypse dans la Grande Combe.

Ces terrains constituent un fragment plissé de la couverture restée intacte du Houiller. Ils ont certainement joué par rapport à celui-ci, car les quartzites sont partout laminés. Leur épaisseur est en effet réduite au minimum. Et en beaucoup de points, ils ont disparu. La différence d'altitude des axes des plis montre un relèvement axial prononcé vers le Nord.

Le synclinal triasique.

Le synclinal triasique pénètre sur le domaine de la feuille de Bourg-Saint-Maurice, à Longefoy. Il descend ensuite en direction d'Aime, en passant, en partie, à travers prés, en partie à travers la forêt, de sorte qu'il est difficile de

se rendre compte de sa nature. La route de Longefoy fournit, cependant, vers l'altitude de 1.060 mètres, une bonne coupe qui montre de l'Est à l'Ouest :

1° du *Houiller* normal ;

2° des *quartzites* du Trias, très écrasés mais encore très reconnaissables ;

3° des *calcaires noirs ou gris*, exploités en carrière. Ils sont semblables à des calcaires liasiques, mais aussi mêlés à des dolomies, de sorte qu'il vaut mieux les considérer comme triasiques, d'autant plus qu'il existe dans le Trias des calcaires semblables ;

4° des *dolomies grises* ;

5° des *quartzites* ;

6° des couches intermédiaires entre ces dernières et le Houiller suivant, c'est peut-être du *Permien* ;

7° le *Houiller*.

J'ai pu recouper ce synclinal, encore, en deux autres points : Vers l'altitude de 840 mètres je n'ai vu que des calcaires compacts cristallins et des dolomies. Enfin, plus bas encore, au bord du chemin d'Aime au Châtelard, on ne voit affleurer que du gypse.

La première coupe montre que le Trias forme un synclinal régulier, les deux autres quelle est la variabilité de sa composition.

Après être passé sous les alluvions de l'Isère, le synclinal repparaît, à Aime, sous forme de calcaire. Au Noyeray, il s'élargit et est alors surtout rempli de gypse avec quelques dolomies qui s'enfouissent sous le large placage de glaciaire de l'Ormente. Le synclinal affleure à nouveau, mais très étroit, entre les Chavonnes et les Corneilles. Les cargneules qui le remplissent, se poursuivent jusqu'au sommet du ravin des Plangneux, traversent la crête méridionale du Grand Châtelet où elles sont accompagnées de calcaires d'aspect liasiques, puis descendent dans le vallon de l'Arbonne.

La grande zone houillère orientale.

La grande zone houillère orientale constitue une large masse uniforme de terrain s'étendant sur les pentes qui dominent la rive gauche de l'Isère et du Reclus. Elle forme également sur la rive droite de la rivière, cette immense croupe de pâturages de la côte d'Aime, de Mont Valzan et des Chapelles. Toute cette zone mériterait à elle seule une étude très approfondie d'autant plus qu'elle renferme en assez grande quantité de l'anthracite, étude à laquelle je n'ai pas eu les loisirs de me livrer. Néanmoins de cette zone je donnerai quelques notions. Au-dessus de Bourg-Saint-Maurice à l'Aiguille Grive et aux Têtes, le Houiller supporte une couverture triasique sur laquelle je donnerai également quelques aperçus.

La masse houillère. — La largeur de la zone houillère suggère la présence d'un grand nombre de replis ayant provoqué une accumulation tectonique de terrains.

Les roches sont, comme on le sait, des grès micacés, gris ou noirâtres assez souvent riches en matières charbonneuses, des schistes gris bruns ou noirs, fréquemment micacés et anthraciteux. Il y a également des schistes gréseux et des arkoses. L'anthracite est fréquent, avec ses variétés grenues, stratoïdes et terreuses. Toutes ces roches alternent entre elles mais non sans règles. Généralement on observe, en effet, les coupes suivantes qui se répètent toujours dans le même ordre ou en sens inverse, suivant que les couches sont renversées ou non :

1° grès micacés ;

2° grès micacés alternant avec quelques schistes noirs, anthraciteux surtout au sommet ;

3° anthracite pure ;

4° schistes noirs pouvant renfermer des débris de plantes ;

5° mêmes schistes devenant détritiques, micacés et un peu gréseux ;

6° grès micacés et ainsi de suite.

Les plissements se sont intensément fait sentir à l'intérieur même des couches. L'anthracite, roche tendre à facilité de nombreux glissements, jouant le rôle d'un abondant lubréfiant entre les différentes assises du Houiller. C'est ce rôle de l'anthracite et sa mobilité qui ont provoqué l'irrégularité de ses gisements.

Les fossiles sont relativement abondants. Il en a été donné plusieurs listes soit du col du Petit Saint-Bernard soit des environs de Mâcot, listes que je reproduis ici. Peola [213] a reconnu les espèces suivantes au col du Petit Saint-Bernard :

Neuropteris flexuosa Brongn, *Linopteris obliqua* Bunbury, *Calamites Cisti* Brongn, *C. Heeri* de Stefani, *C. Leioderma* Gutb., *C. ramosus* Artis, *C. Suckowi* Brongn, *Asterophyllites equisetiformis* Brongn, *Alycopodioides* Zeill, *A. longifolius* Sternb, *Annularia sphenophylloides* Zenck, *A. microphylla* Saveur, *Phyllotheca Ralii* Zeill, *Lepidodendron Wortenii* Lesq., *Lepidophyllum maius* Brong, *L. trilineatum* Heer, *L. lanceolatum* Lind et Hutt, *L. caricimum* Heer, *L. setaceum* Heer, *L. Zeilleri* n. sp. Peola, *Ulodendron maius* Lind et Hutt, *Distrygophyllum bicarinatum* Lind, *Sigillaria* sp., *Sigillariostrobus* sp,. *Cordaites principalis* Germ., *C. borassifolius* Sternb, *C. microstachys* Goldenb, *C. sp.*, *Dorycordaites* Grand Eury, *Rhabdocarpus Candollianus* Heer, *Trigonocarpus Bernardi* n. sp. Peola.

D'après Peola il y a là, sur 33 espèces, 2 nouvelles, 5 de détermination incertaine, 1 que l'on rencontre dans le Carbonifère inférieur, 18 du Carbonifère moyen dont 7 sont caractéristiques, 12 du Carbonifère supérieur dont 1 lui est propre, enfin 6 qui remontent dans le Permien. Et Peola en conclut à la présence du Carbonifère moyen.

Ch. Pussenot [214] donna en 1912 une autre liste, que voici, de la flore du Petit-Saint-Bernard :

Sphenopteris cf. *grypophylla* Goepp, *Sph. quadridactylites* Gutb ; *Diplotmema Schatzlarense* Stur, *Nevropteris Schlehani* Ster, *Nevropteris gigantea* Sternb, *Calamites Suckowi* Brongt, *Calamostachys* sp. ; *Asterophyllites equisetiformis*

Schl, *Phyllotheca Rallii* Zeiller, *Lepidodendron lycopodioides* Sternb, *Lepidophloios laricinus* Sternb, *Lepidophyllum lanceolatum* L et H.

Pussenot en conclut que la flore appartient au Westphalien moyen. Enfin Ch. Pussenot [216] a signalé à la Roche Macôt : *Pecopteris* cf. *oreopteridia* Schl., *Nevropteris flexuosa* Heer, *Calamites Suckowi* Brongt et sur la rive gauche du torrent de Sangôt un peu plus haut que les chalets des Thuilles : *Pecopteris Candollei* Brongt, *Peco. Lamuriana* Heer ; *Callipteridium pteridium* Schl., *Cyclopteris lacerata* Heer, *Nevropteris flexuosa* Heer, *Nevr. montana* Heer, *Annularia stellata* Schl., *Sphenophyllum oblongifolium* G et K. D'autre part le musée de Chambéry possède les espèces suivantes déterminées par Grand Eury et Lachat, et qui proviennent du torrent de Sangôt.

Pecopteris arguta Sternberg (*P. feminæformis* Schl. sp.). *Pecopteris Lamuriana* H., *Pecopteris sp. n.* du groupe des *Lamuriana abbreviata* et *Platoni.*, *Dictyopteris Brongniarti* Gutbier, *Nevropteris flexuosa* Sternberg, *Cordaites borassifolius* Sternberg [136] :

La flore du torrent de Sangôt est à rattacher d'après Pussenot au Stéphanien inférieur (zone des Cévennes). Mais elle doit être rapportée au Westphalien supérieur d'après la présence de *N. flexuosa*. Enfin on doit encore à Pussenot la trouvaille de *Calamites Suckowi* Brongn et de *Lepidophyllum lineare* Brongn sur la rive gauche du nant de Ponturin en aval de Peisey.

La couverture du Houiller dans le massif de l'Aiguille Grive (Pl. VIII. — Entre le nant de Ponturin et l'Isère, le Carbonifère monte jusqu'à l'altitude de 2.080 mètres environ, et, là, supporte toute une masse synclinale de terrains triasiques constituant l'Aiguille Grive (2.725 m.), l'Aiguille Rousse (2.505 m.), le Roc du Grand Renard (2.590 m.), les Têtes (2.388), la Pointe du Fond Blanc (2.485 m.) et la Pointe du Four (2.475 m.). Au pied de la pente occidentale de cette chaîne une longue bande d'arkoses soit fines, soit grossières, est intercalée entre le Houiller et les quartzites du Trias. Des schistes argentés, verdâtres alternent parfois avec ces arkoses qui peuvent contenir des galets de roches cristallophylliennes.

J'ai plusieurs fois observé le passage par alternance des arkoses aux schistes noirs carbonifères. Au N.E. des Têtes, la chose est très nette. Et ces arkoses, à leur tour, passent à leur sommet, aux quartzites du Trias ainsi que le montrent les coupes suivantes :

En allant des Têtes à la Pointe des Fours j'ai observé :

1° des arkoses ;

2° des schistes plissotés ;

3° des quartzites fins écrasés ;

4° des quartzites.

Sur le terrain on ne peut faire de coupures nettes dans cette succession.

Le long de la crête E.-W. située immédiatement au N.W. du col du Grand Renard, j'ai relevé les couches suivantes :

1° arkoses ;

2° arkoses fines, bien litées et parfois un peu schisteuses ;
3° 10 mètres environ de schistes verdâtres et violets écrasés ;
4° 2 mètres de quartzites écrasés ;
5° 8 mètres de schistes gris violacé ;
6° 20 mètres de quartzites écrasés devenant schisteux ;
7° 2 mètres de schistes violets ;
8° 4 mètres de quartzites écrasés ;
9° 10 mètres de schistes masqués en partie par des éboulis ;
10° des quartzites compacts, à grain relativement grossier et passant plus haut aux quartzites à grain fin.

Ici aussi il est absolument impossible de placer une discontinuité stratigraphique.

On peut se demander quel est l'âge de ces arkoses. Ch. Pussenot [217] avait bien étudié le terrain houiller des environs de Peisey et des Chapelles. D'après ce géologue, dans le vallon du Nant de Ponthurin, c'est-à-dire dans la vallée de Peisey au-dessus des couches à anthracite du niveau de Sangôt, s'étend du Carbonifère stérile qui renferme des conglomérats un peu en amont de Peisey. Puis de Nancroix jusqu'au Trias de la chaîne de l'Aiguille Grive « le reste de la série prend par degrés l'aspect et tous les caractères pétrographiques du Houiller du Mont Pourri » et qui n'est autre que le prolongement des arkoses en question.

Pour Pussenot la série supérieure, stérile, jusqu'au Trias, doit être rapportée au Stéphanien moyen et supérieur ; quant à l'autre partie qui comprend aussi le Houiller de la rive droite de l'Isère, il « incline à la considérer comme au moins aussi ancienne c'est-à-dire Stéphanien inférieur ».

La coupe de Pussenot nous montre donc une succession normale, comprenant un Stéphanien inférieur productif, un Stéphanien moyen et supérieur stérile et du Trias. Il faut cependant descendre un peu plus bas jusque dans le Westphalien supérieur, le niveau de Sangôt qui renferme *Nevropteris flexuosa*.

Mais où est le Permien dans la coupe de Pussenot ? Il doit exister puisqu'il y a continuité du Carbonifère au Trias. Il est tout naturel de le placer dans cette série de Pussenot, dans cette partie supérieure stérile qui entre Nancroix et le Trias de l'Aiguille Grive prend par degrés l'aspect et tous les caractères pétrographiques du Houiller métamorphique du Mont Pourri, série qui n'est autre que le prolongement des arkoses qui, à l'Ouest de la chaîne de l'Aiguille Grive, s'étendent entre le Houiller et le Trias. Et cette attribution est d'autant plus permise qu'il est facile d'y reconnaître tous les caractères pétrographiques du Permien.

On peut alors concevoir *grosso modo* la stratigraphie de l'Anthracolitique ainsi qu'il suit :

1° Westphalien supérieur : couches productives du niveau de Sangôt ;
2° Stéphanien : couches stériles en grande partie ;
3° Permien : arkoses et schistes.

Le Trias de la chaîne de l'Aiguille Grive est un long synclinal qui s'étend de la Chail jusqu'au lac des Combes. Il est formé de deux bandes de quartzites qui en constituent les flancs. La bande orientale est très peu épaisse, contrairement à l'autre. Le fond du synclinal est rempli de calcaires, de dolomies et de cargneules, accidentés d'un ou deux anticlinaux secondaires de quartzites.

A l'Est du synclinal, s'étend le Permo-houiller du massif du Mont Pourri. A l'Est des quartzites, affleurent d'abord des roches grises, plus ou moins massives, sortes d'arkoses grossières, métamorphisées, avec parfois des schistes gris verts argentés. Ces roches donnent en général des éboulis gris et s'étendent jusqu'au lac des Moutons. Des roches mieux litées leur succèdent à l'Est. Brunes, donnant des éboulis de même teinte, elles sont à grain fin et ont quelques analogies avec celles du Houiller. On les observe bien derrière l'ancien refuge du Mont Pourri où j'ai trouvé d'énormes blocs d'anthracite plus ou moins transformé en graphite.

A l'Est du Trias de la chaîne de l'Aiguille Grive, il y a donc d'abord des roches très semblables à celles qui bordent à l'Ouest ce même Trias et que j'ai attribuées au Permien, et ensuite du Houiller très métamorphisé. C'est une confirmation des notions que nous ont acquises M. P. Termier et M. E. Raguin sur la non-existence d'une nappe de la Vanoise, indépendante de la nappe du Briançonnais.

Résumé de la stratigraphie du bord externe de la nappe du Briançonnais.

La stratigraphie du bord de la nappe du Briançonnais peut donc être résumée de la façon suivante :

1° du *Houiller* dont on ne connaît pas le substratum. Comme toujours, les roches sont des grès, micacés ou non, avec de l'anthracite. La formation est très épaisse, ce qui est certainement dû, en grande partie, à de nombreux replis. On y reconnaît du Westphalien productif et fossilifère. La partie supérieure stérile appartient probablement au Stéphanien;

2° du *Permien* : arkoses plus ou moins grossières pouvant renfermer des galets de roches cristallophylliennes. Elles contiennent des schistes argentés, verdâtres ou violets. Je me suis basé sur leur position entre le Houiller et les quartzites du Trias pour les ranger dans le Permien;

3° du *Trias* comprenant, à la base, des quartzites en général beaucoup plus fins que dans la nappe de l'Embrunais. C'est qu'ils se trouvent dans une région plus interne au point de vue paléogéographique.

Ces quartzites supportent des calcaires et des dolomies, des cargneules avec du gypse irrégulièrement dispersé.

4° du *Lias*. En considérant le massif du Roc de l'Enfer et des Deux Antoines comme représentant un fragment de la couverture secondaire du Houiller, on pourrait rattacher au Lias de la nappe du Briançonnais, les brèches et les calcschistes de la Grande Combe. C'est tout ce qu'il y aurait de ce groupe d'éta-

ges. Mais en dehors de la région de la feuille de Bourg Saint-Maurice, le Lias est bien développé, dans le synclinal triasique, à Notre-Dame-du-Pré et à Feissons sur Salins dans les pentes occidentales du Mont Jovet. J'ai eu l'occasion de l'observer en ces points. Ce sont des calcaires en lits de 10 à 20 centimètres ou parfois en plus gros bancs. Ils sont bleuâtres, peu cristallisés. Il y a également des calcschistes. Le métamorphisme semble être à peu près nul. A part ce dernier caractère ces couches ne diffèrent en rien de celles qui affleurent au-dessus des roches vertes dans la zone du Petit Saint-Bernard.

CHAPITRE IV

LA ZONE DU PETIT SAINT-BERNARD

Des Gorges de l'Arbonne au Torrent du Charbonnet (Pl. X, fig. 9).

La zone du Petit Saint-Bernard se place dans le prolongement du synclinal triasique d'Aime et de Longefoy.

Ce synclinal que j'avais suivi jusque dans les parties élevées des Gorges de l'Arbonne, s'élargit brusquement près des Rottes et s'engage très en amont dans le ravin du Nant Blanc. En même temps le gypse prend un très grand développement. Les plus anciens observateurs avaient déjà remarqué que celui-ci est en profondeur de l'anhydrite. Il contient du sel gemme, au Roc de l'Arbonne, sel qui en avait été autrefois extrait par dissolution. L'exploitation de ce minéral a permis aux premiers géologues de faire des observations particulièrement intéressantes dont j'en cite, ici, quelques-unes : « Le sel qui s'y trouve est blanc, brillant et très pur ; il est disséminé en petits morceaux de la grosseur d'une noix, au plus, dans de la chaux sulfatée, souvent anhydre, d'un blanc légèrement bleuâtre, très compacte et translucide », nous dit Verneilh [7].

D'après le citoyen Roche [3] : « Le sel s'y trouve sous forme solide dans une couche argileuse surmontée par une couche de pierre calcaire compacte et reposant sur une couche de gypse » (p. 69). Voici les renseignements que nous fournit Coquebert [3] au sujet de l'exploitation : « On concassait la pierre salée pour que l'eau la pénétrât plus facilement ; on la faisait tremper pendant quelques heures dans l'eau douce contenue dans un puits de trente pieds de profondeur et de quinze pieds de large, et lorsque cette eau était saturée de sel on la conduisait par des canaux aux bâtiments de cuite, situés à deux lieues de là au pied de la montagne et dont il existe encore des ruines. Là on procédait à l'évaporation de l'eau dans des chaudières. Le sel qu'on obtenait par ce moyen était excellent. La pierre salée est blanche comme du marbre suivant le citoyen Roche ; *lorsque le sel qu'elle contenait a été dissous, elle demeure poreuse et semblable à du tuf. La plus chargée de sel en contient à peu près le tiers de son poids* [1] ».

[1] C'est moi H. S. qui souligne.

D'après Laissus, en 1894, sortaient de la mine des eaux salées qui contenaient la quantité énorme de 280 grammes de sel par litre, avec une densité de 22° 1/2.

Les gypses sont intercalés entre les deux bandes houillères et occupent tout l'espace compris entre le Nant Blanc [1] et l'Arbonne. Sur la rive gauche du Nant Blanc, affleurent au contraire des cargneules mylonitiques à fragments anguleux de Houiller, de schistes verts, de dolomies grises du Trias, de quartz, de calcaire lité, etc. Il y a là également des dolomies mylonitiques en voie de cargneulisation.

A l'Est du Nant Blanc, le gypse se poursuit le long de l'Arbonne jusqu'à la Rosière près de Bourg Saint-Maurice, et affleurant très largement sous Grandville. Le long du cours de l'Arbonne, il est, en partie caché par du Houiller. Les eaux du Torrent ont creusé le gypse, l'ont dissous en partie, formant ainsi un vide que des affaissements de Houiller ont comblé au fur et à mesure. Plusieurs de ces affaissements qui entament la rive droite du torrent, ont une très grande ampleur. L'un de ceux-ci, très bien marqué dans la topographie, comprend toute la masse de Houiller située sous la crête de Chanzeline à Vulmis.

Les glissements et les éboulements de terrains sont particulièrement à surveiller dans ces gorges, à cause du caractère dangereux qu'ils peuvent revêtir.

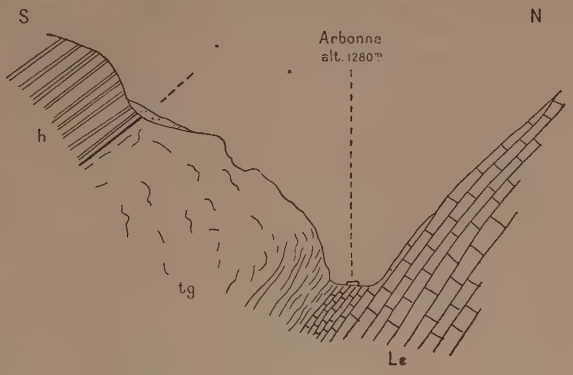


Fig. 29. — Coupe dans la gorge de l'Arbonne vers l'altitude 1.280 m.
h, carbonifère ; **tg** gypse triasique ; **Lc** calcaire liasique.

Ces gorges sont en effet très étroites, très profondes, creusées dans un terrain très facilement attaquable par les eaux quelles qu'elles soient. De grands éboulements sont susceptibles de naître brusquement et de combler la vallée, retenant ainsi les eaux de l'Arbonne et de ses tributaires qui ont un très large bassin de réception et qui de ce fait peuvent avoir un débit considérable lors des fortes pluies ou des orages. Il y a donc toujours menace de barrage pouvant retenir une quantité d'eau considérable pouvant, par rupture, s'échapper brusquement.

[1] C'est à un éboulement du Trias dans ce Nant Blanc, d'après le dire des gens du pays, qu'est due l'inondation qui a provoqué l'engloutissement de la Ville de Bourg Saint-Maurice.

Aux Rottes, un synclinal de calcaires bien lités, de calcaire cristallin, est enclavé dans le Trias, dans lequel certaines parties de ce synclinal sont pincées et laminées ; en effet, dans le ravin du Nant Blanc, on voit d'immenses blocs amygdalaires de calcaires, baignant dans le Trias. Leurs formes rappellent tout à fait les yeux des mylonites (Pl. VI, fig. 2). On a là une mylonite de synclinal.

Entre le Nant Blanc et la route stratégique apparaît une seconde masse synclinale constituée par des calcaires en plaquettes d'un gris bleu, à patine généralement de même teinte, quelquefois aussi brune. Ces calcaires sont finement spathiques, parfois un peu gréseux et toujours bien lités. Je n'ai vu ni schistes ni microbrèches. Près du confluent du Nant Blanc et de l'Arbonne, la masse synclinale est enclavée dans le Trias. Au Sud et à l'Est, elle s'enfonce sous le Trias et le Houiller. Ailleurs le contact est caché par du Glaciaire. Je noterai, enfin, deux bandes de dolomies de direction N.-S. et perçant ces calcaires. La bande occidentale est pourvue d'une charnière anticlinale très nette.

En se dirigeant plus à l'Est, on arrive au ravin de Grandville et de Mineurville, qui entame les terrains jusqu'au Houiller sur lequel repose le gypse précédent par l'intermédiaire d'un banc de cargneules. Ce Houiller est le dernier témoin de la bande occidentale de la nappe du Briançonnais. Je noterai enfin

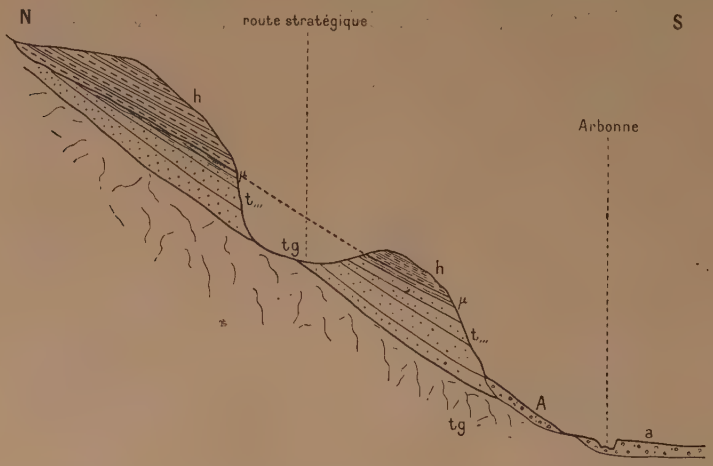


Fig. 30. — Coupe prise à l'entrée des Gorges de l'Arbonne.
h, Carbonifère ; $t_{...}$, quartzites du Trias ; tg, gypse ; μ, mylonite ; A, éboulis ; a alluvions.

un petit affleurement de calcaires intercalés entre le Houiller et des cargneules, au Nord-Ouest de Grand Ville.

Enfin, plus à l'Est encore, à peu près tout le Trias est remplacé par de grands affleurements de calcaires lités qui s'étendent jusqu'au Torrent du Charbonnet. Ces calcaires sont divisés par une bande de cargneules à l'Ouest et par une bande de dolomie grise, jaune, finement cristalline et de calcaire cristallin à l'Est.

Une très remarquable bande synclinale de cargneules s'étend dans le Houiller, en direction des Deux Antoines, depuis les Orgières jusqu'à 300 mètres au delà de la Vacherie. Le raccord avec les synclinaux situés plus au Sud est assez difficile.

A peu près partout les quartzites manquent tectoniquement entre le Trias moyen et supérieur d'une part et le Houiller d'autre part. A l'entrée des Gorges de l'Arbonne il en subsiste cependant un témoin : C'est à l'Ouest du Villaret une grande masse de quartzites en général assez bien lités, très souvent broyés et recouvrant le gypse de la route stratégique qui les injecte (fig. 30). Et ces quartzites sont eux-mêmes surmontés d'un lambeau de Houiller du flanc normal du synclinal. Les quartzites et le Houiller sont très broyés à leurs points de contact réciproques.

Du Torrent du Charbonnet au Versoyen (Pl. X, fig. 10).

Le ravin du Torrent du Charbonnet permet d'examiner très attentivement toute la zone. En remontant le torrent, à partir de la Bourgeaz, on rencontre les terrains suivants :

1° du gypse, des dolomies et des cargneules affleurant près d'une petite chapelle, à la sortie de la Bourgeaz, au début du chemin muletier des Echines. Le gypse contient des nids de soufre ;

2° des calcaires, non gréseux, bien lités ;

3° des dolomies, du gypse et des calcaires triasiques. C'est la bande triasique des Quarroz. Il y a des dolomies gris clair, à pâte fine, traversée de petits filonnets de barytine et renfermant quelques cristaux microscopiques d'albite et des plages présentant au microscope des formes semblables à celles des algues calcaires ;

4° du calcaire finement spathique, en gros bancs affleurant en un dôme ou une bosse. La première couche est un calcaire noir rappelant celui du Rhétien.

Le calcaire en question un peu plus clair au centre, parfois un peu bréchoïde, m'a fourni une *bélemnite*. Il est donc liasique. Plus loin et en particulier sur la rive droite du torrent, les calcaires sont mieux lités et rappellent ceux du Combottier ou ceux des Gorges de l'Arbonne.

5° Une roche schisteuse, très écrasée, d'un gris légèrement verdâtre. Au microscope on y distingue de longues zones formées de chlorite verte à allongement négatif, et disposées parallèlement les unes aux autres. Elles renferment également quelques petits grains de quartz isolés. Ces zones sont séparées les unes des autres par des traînées de grains de quartz et de feldspaths voisins de l'albite. Ces grains plus ou moins arrondis n'ont que quelques dizièmes de millimètres de dimension seulement. Il y a également un peu de chlorite. Les quartz présentent aussi assez souvent une forme allongée. Cet échantillon paraît bien être une « pietre verde » écrasée.

Une autre de ces roches examinées au microscope, s'est montrée comme un quartzite écrasé ;

6° des calcschistes noirs et des schistes noirs, semblables à ceux que nous verrons associés aux roches vertes dans le vallon du Versoyen;

7° des roches vertes qui affleurent également sous les Echines. Ce sont des roches d'un vert clair, bien schisteuses, happant légèrement à la langue. A la loupe on ne peut y distinguer aucun minéral. Au microscope on reconnaît, de suite, un laminage intense souligné par l'alignement des éléments. La roche essentiellement formée d'amphibole fibreuse, à peu près incolore, à extinction de 20° environ, présente également de la chlorite un peu verdâtre, très peu biréfringente, très abondante et résultant, en grande partie, de toute évidence, de l'altération des amphiboles. Les autres éléments sont du quartz et des feldspaths acides, à contours peu nets, puis de l'épidote et de la zoïsite, distribuées irrégulièrement dans la masse. Un peu de calcite s'infiltre là-dedans.

Il n'y a donc pas de doute ce sont bien des roches vertes écrasées.

8° du Flysch.

Le ravin du Charbonnet montre donc, au-dessus du Flysch :

A. Une série de roches vertes écrasées, accompagnées de schistes noirs.

B. Une série de calcaires bien lités, avec anticlinal triasique. Les calcaires sont liasiques. J'y ai en effet trouvé une bélemnite. Cette série prolonge, vers le Nord, les calcaires qui affleurent au Sud du Torrent du Charbonnet et ceux qui sont inclus synclinalement dans le Trias des Gorges de l'Arbonne.

Cette même coupe du Charbonnet met en évidence la disparition de la bande occidentale de Houiller et son remplacement par une bande de roches vertes. C'est un fait des plus remarquables. Du glaciaire masque fort malheureusement les couches et ne permet pas de voir comment le Houiller fait place aux roches vertes ; observation qui eût été d'une importance capitale.

Je vais maintenant poursuivre ces deux séries jusqu'au Versoyen, en commençant par la plus basse.

Au-dessus des Echines, la lame de roches vertes prend de l'épaisseur et s'élargit en même temps. Elle constitue les rochers du Sapey, des Plattes jusqu'aux Essiés. Les roches vertes sont accompagnées, là, de schistes noirs luisants, et descendent, ensuite, jusque dans les gorges du Versoyen où elles sont à nouveau très réduites et où elles ont été depuis fort longtemps remarquées, au bord de la route des Chapieux, en amont du Châtelard.

Les roches vertes recouvrent les terrains nummulitiques de la nappe de l'Embrunais, suivant un plan très incliné, à pendage très faible. Près de Praina, entre le Nummulitique et les roches vertes, il y a une très mince lame de quartzites écrasés.

Enfin au-dessus du Chalet de Praina, un véritable lambeau de recouvrement détaché de la masse principale des roches vertes, semble être pincé synclinalement dans le Nummulitique de la nappe de l'Embrunais qui, au Sud, recouvre les roches vertes alors que partout ailleurs c'est l'inverse qui a lieu.

La série B de calcschistes s'étend jusqu'au-dessus des Echines. Un calcaire

cristallin triasique ou liasique, très fendillé, affleurant sous les Echines, est probablement le prolongement de l'anticlinal triasique qui perce les calcschistes à l'entrée des gorges de l'Arbonne.

Enfin, au Châtelard, est exploité un calcaire cristallin gris clair, très largement spathique, contenant parfois quelques petits éléments dolomitiques arrondis de 1 centimètre de diamètre. De la pyrite et de la barytine y sont assez fréquentes. Je n'ai pu y discerner de fossiles même au microscope. La base de ce calcaire est mieux litée, devient noire et prend un aspect de Rhétien ou de Lias inférieur.

La série B est bordée au Sud par des calcschistes noirs, souvent luisants, avec zones dolomitiques, très souvent fortement albitisées. Il n'est pas douteux que ces roches qui affleurent au bord de la route du Petit Saint-Bernard et au bord de la route des Chapieux, appartiennent au Trias. Il y a là quelques roches assez curieuses, d'un gris vert clair, à pâte fine, compactes. Elles ne font effervescence aux acides qu'à chaud. L'une d'elles examinée au microscope, montre un peu de dolomie, des matières phylliteuses très ténues parmi lesquelles de la séricite et un peu de chlorite. Il y a également quelques grains de quartz. Enfin la roche est bourrée de fines aiguilles de rutile.

Du Versoyen à la frontière (Pl. X, fig. 11 et 12).

Le prolongement de la zone étudiée ici s'étend approximativement entre le Versoyen et le Reclus. Je vais suivre, ici aussi, chacune des deux séries reconnues dans les gorges du Charbonnet : la série A des roches vertes et la série B des calcschistes.

A. — La série des roches vertes

Un petit sentier longe le pied des escarpements qui dominent la rive gauche du Versoyen et permet de se rendre des Boschères à Bonneval. Il fait voir, en un point, une mince bande schisteuse présentant quelques rochers en relief, au milieu d'une série calcaire. C'est la seule bande de tout l'escarpement entre Bonneval et le Reclus qui puisse avoir quelques analogies avec des roches vertes. Je me suis assuré de leur nature en les examinant au microscope. Voici l'analyse de l'une d'elles : La roche examinée macroscopiquement est schisteuse. Les surfaces très finement ondulées, mais suivant une seule direction, montrent de la séricite blanche et une substance verdâtre donnant à la roche un aspect satiné. La tranche montre ces substances lamellaires entre lesquelles on voit de nombreux petits yeux et nodules blancs, de l'ordre de grandeur de 1 millimètre. C'est une roche écrasée sans nul doute. Une section, parallèle à l'allongement, révèle au microscope, une matière fibreuse dont les éléments ont un allongement commun. Cette matière est un *mica blanc* absolument incolore en lumière naturelle et qui peut également se présenter en grandes lames flexueuses. Leurs

clivages *p* sont très nombreux et rapprochés. La biréfringence est normale. A côté de ces micas, quelquefois groupés, quelquefois isolés, on trouve des baguettes presque incolores, d'un vert excessivement faible et n'offrant aucun polychroïsme net. Elles ont une allure plus rigide que les micas blancs avec lesquels il est aisé de les confondre. Elles sont isolées ou réunies entre elles, mais ne se fondent pas. Les clivages ne sont pas aussi abondants et aussi rapprochés que dans les micas. Leur extinction est de 17° environ. La biréfringence est beaucoup plus faible, environ 0,025 dans la plaque. C'est une amphibole que l'on peut rapporter à la *trémolite-actinote*. Ces deux minéraux, mica blanc et amphibole englobent des fuseaux ou des amygdales de feldspaths qui sont à peu près aussi abondants que les autres minéraux. Ils ont environ 1 millimètre de longueur. Quelquefois les feldspaths se disposent en rangées très longues, mais n'ayant que quelques dizaines de millimètres d'épaisseur. Ils sont en grains à contours assez irréguliers, à aspect nuageux et ont une biréfringence tantôt supérieure tantôt inférieure à celle du baume de Canada, de sorte qu'on peut les rapporter, en l'absence de mâcles, à un oligoclase ayant de 85 à 95 0/0 d'albite. Des feldspaths plus limpides, à contours plus géométriques, mâclés, sont à rapporter à l'albite. La roche renferme également un peu d'apatite et de rutile.

En section transversale, on distingue les feldspaths toujours disposés en amas assez réguliers, contenant quelques rares petites paillettes de mica blanc. Entre ceux-ci il y a du mica blanc très abondant, en sections de très faible dimension presque aussi longues que larges. On observe en outre quelques sections transversales de l'amphibole. La présence de l'amphibole permet de penser que cette roche est une roche verte écrasée. Aucune des autres roches de Tarentaise ne pourrait d'ailleurs donner une mylonite semblable. Cette mince bande schisteuse représente donc bien la série A des roches vertes.

Le chemin de Bonneval à Saint-Germain par la croupe du Combottier, traverse cette même bande schisteuse entre les altitudes de 1.550 mètres et de 1 600 mètres environ. Un peu plus au Nord, la série des roches vertes s'élargit. Son contact avec la nappe de l'Embrunais est bien visible au bord d'un étroit sentier qui traverse les parties élevées du torrent de l'Epelletaz. Les schistes qui accompagnent les roches vertes reposent brutalement sur le Nummulitique de la nappe de l'Embrunais. Toutefois aucun écrasement intense ne s'y manifeste.

Le bord occidental de la série des roches vertes suit ensuite le flanc gauche du vallon du Versoyen jusqu'au col de Broglie et repose toujours sur le Nummulitique de la nappe de l'Embrunais, tantôt sur des calcaires du Flysch, tantôt sur des calcaires microbréchoïdes de la base du Nummulitique. Le contact de la zone du Petit Saint-Bernard avec la nappe de l'Embrunais n'est jamais souligné par d'abondantes mylonites. Toutefois il est toujours très net, très tranché, grâce aux différences de faciès qui règnent de part et d'autre.

L'arête qui joint le col du Breuil au Mont Miravidi, fournit une excellente coupe des régions limitrophes de la nappe de l'Embrunais et de la zone des roches vertes. J'y ai relevé la succession suivante :

1° Flysch du col de Broglie. Très incliné sur l'horizontale, on le suit sur

l'arête vers le Mont de Miravidi, sous forme de calcaires gréseux alternant avec des schistes noirs ;

2° un banc de calcaire cristallin et de brèches écrasées. Le contact paraît être brutal avec les couches sous-jacentes ;

3° une série épaisse, constituant l'escarpement qui domine le col de Broglie. Ces couches ressemblent par plusieurs de leurs traits au Flysch. Cependant on remarquera l'absence de schistes. On y trouve des calcaires gréseux bruns, des calcaires cristallins, gris et noirs et, vers le sommet, des brèches ;

4° des schistes noirs qui accompagnent les roches vertes. Ces assises sont de suite différentes de celles qui sont au-dessous. Le contact est brutal, très net. Cependant il n'a point les allures d'un contact tectonique. On remarquera que les brèches sous-jacentes ne renferment jamais des roches vertes mais seulement des éléments triasiques, en particulier des dolomies ;

5° des roches vertes ;

6° de la serpentine accompagnée d'amiante ;

7° des couches calcaires à la Pointe de Broglie.

Sur cette arête les deux zones apparaissent très nettement distinctes l'une de l'autre, ce qui est moins souligné par le contact anormal que par les différences pétrographiques.

J'ai montré combien était étroite la série des roches vertes dans l'escarpement

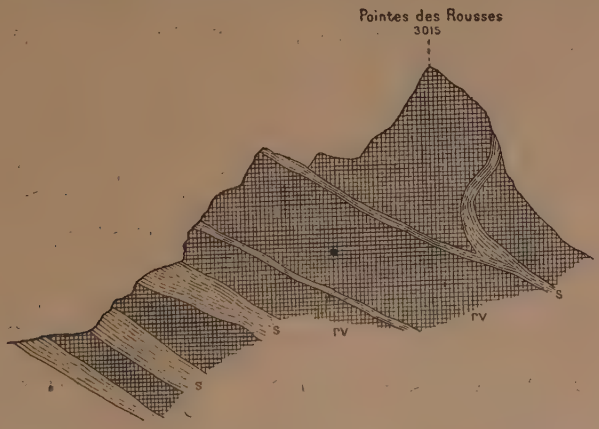


Fig. 31. — La Pointe des Rousses, vue du Vallon de Beaupré.
rv, roches vertes ; s, phyllades.

qui domine le Versoyen en aval de Bonneval. Plus au Nord elle s'élargit graduellement jusqu'à la frontière qu'elle traverse entre le col du Breuil et le somt met des Rousses.

Au Combottier les schistes noirs, à quelques lentilles de roches vertes, passent sous du glaciaire percé de quelques entonnoirs qui font penser aux olettes. Le Trias existerait alors là. Les schistes noirs renferment, aux chalets du Combot-

tier d'en haut, un filon de fer oligiste et de sidérose, qui se dirige vers la Pointe du Clapey, *et aux chalets de la Combette d'en haut un banc de cargneules est intercalé dans ces schistes.* Ce qui permet de penser qu'une partie des assises de roches vertes et de schistes noirs qui les accompagnent, peuvent être en partie triasiques.

Un peu plus au Nord, la Pointe du Clapey est constituée par un gros amas de roches vertes. Au-dessus de la cascade de Beaupré, des éboulis cachent une grande partie des couches. Enfin, plus au Nord encore, les roches vertes donnent naissance aux cîmes rocheuses de la Pointe des Veis, de la Pointe de Beaupré (Pl. VI, fig. 1), de la Pointe des Rousses (fig. 31) et sont là soit en gros amas, soit en lits irréguliers, souvent lenticulaires, d'épaisseurs variables. Elles alternent avec des schistes moins abondants, en lits d'épaisseurs très diverses. L'irrégularité de la stratification est très grande. Les plissotements s'observent plusieurs fois dans cette série.

L'élargissement de la série des roches vertes, dans la région frontière, assez élevée, révèle très nettement le faible plongement du plan de chevauchement de la zone du Petit Saint-Bernard ; ce qui est d'ailleurs bien indiqué par le faible pendage des couches tant de la nappe de l'Embrunais que de la zone du Petit Saint-Bernard, au voisinage du contact anormal.

B. — La série des calcschistes

La large zone des calcschistes s'appuie à l'Ouest contre les roches vertes du Versoyen et à l'Est passe, au delà du Reclus, sous la grande masse houillère. De même que la série des roches vertes, elle s'élargit fortement vers la frontière.

A l'Ouest, au pied du Sommet des Rousses, la série débute par un conglomérat de 15 à 20 mètres d'épaisseur, reposant sur les roches vertes et les schistes noirs qui les accompagnent. Il est à ciment calcaire noirâtre plus ou moins gréseux à galets de taille assez différente et formés de calcaires gris spathiques. Le ciment peut parfois devenir verdâtre, largement spathique, non gréseux ; des galets de calcaire cristallin, violacé, encore plus largement spathique que le ciment y sont alors fréquents. Ces conglomérats renferment des bélemnites très recristallisées. Ils semblent faire défaut dans la région du Combottier et du Clapey.

La série des calcschistes constitue une immense masse de terrains comprenant notamment le Combottier, le Roc de Belleface, le Sommet des Rousses, Lancebranlette. Dans ces calcschistes affleure en face du Châtelard, au Sud des Boschères, un calcaire cristallin identique à celui du Châtelard.

Deux bandes schisteuses s'étendent, l'une très étroite, au N.W. de Lancebranlette et du Roc de Belleface, l'autre, plus large, depuis la pente S.E. de Lancebranlette jusqu'à la cantine du Creux des Morts. Il est permis de penser que ce sont deux bandes synclinales.

Enfin la série des calcschistes comprend à sa bordure orientale, des schistes noirs luisants alternant avec des schistes jaunes qui affleurent au bord de la route du Petit Saint-Bernard, entre le Versoyen et le Reclus. Ce sont les mêmes que ceux que nous avions vus près de Bourg Saint-Maurice, entre le Versoyen et le torrent du Charbonnet et que j'ai placés dans le Trias. Ils sont bien développés au-dessus du pont sur le Reclus et contiennent quelques schistes verdâtres et des dolomies. Enfin à l'Est, au bord de l'ancien chemin du col du Petit Saint-Bernard, ces couches sont en relation avec des dolomies triasiques.

Plus au Nord, toutes les assises qui bordent, à l'Est, la série des calcschistes, sont cachées jusqu'au pont de Saint-Germain par le grand cône de déjection de l'autre côté duquel affleure le Houiller dans la forêt de Malgovert et dans le vallon des Ecudets. Cependant en quelques points on trouve du gypse dont le contact avec les calcschistes est toujours très tourmenté. Enfin, un peu avant le Pont sur le Reclus, coté 984, un calcaire cristallin microbréchoïde représente la base de la série des calcschistes.

Les gorges du Reclus, en amont du Pont de Saint-Germain, montrent le prolongement, vers le Nord, du Trias des Gorges de l'Arbonne sous forme de gros amas de gypse accompagné de cargneules, Trias qui est écrasé au voisinage du Houiller.

Plus haut, de la sortie des gorges du Reclus jusqu'au col du Petit Saint-Bernard, le contact de la zone du Petit Saint-Bernard avec la bande houillère est à nouveau voilé par du Quaternaire. Cependant, aux lacets qui précèdent l'arrivée au col, du gypse et des cargneules séparent le Houiller fossilifère, de calcaires lités, bleuâtres ou noirâtres, semblables à ceux que l'on trouve à l'Alpe Verney où ils ont fourni des bélemnites à S. Franchi.

Le pendage de la série des calcschistes est très grand à l'Ouest, de sorte que les couches presque verticales butent contre les roches vertes. Mais, plus à l'Est, il devient de moins en moins élevé jusqu'à ne plus atteindre que 30°. Mais les calcschistes en s'enfonçant sous le Houiller, se redressent à nouveau.

CHAPITRE V

STRATIGRAPHIE DE LA ZONE DU PETIT SAINT-BERNARD

La description montre clairement que la série stratigraphique est la suivante :

1° roches vertes alternant avec des schistes ;

2° série de calcschistes et de schistes comprenant de la base au sommet :

a) des conglomérats ;

b) des calcschistes ;

c) des schistes.

Sur le bord oriental, des cargneules, gypse et dolomie remplacent les roches vertes. Les cargneules sont, en un point, intercalées au milieu de la série des roches vertes qui en certains autres débute par des lames de quartzite très écrasé. Je vais examiner chacune de ces formations après avoir dit quelques mots sur des gneiss qui affleurent à la base du complexe en Italie.

I

GNEISS

A la Pointe des Rousses, non loin du col du Petit Saint-Bernard, affleure en Italie un pointement de roche cristallophyllienne dont je n'ai point parlé dans la description régionale, la localité étant, en effet, située en dehors du champ d'étude.

Néanmoins pour être complet je le citerai ici. Ce gneiss avait déjà été remarqué par Baretti. Je n'ai pu l'observer que très rapidement entre deux exercices de tirs de l'artillerie italienne. Ce n'est point un endroit facile à étudier, étant trop à proximité de la frontière.

L'échantillon que j'ai rapporté, est un gneiss, de teinte claire, dans lequel on distingue à l'œil nu, du quartz, des feldspaths et un peu de séricite. L'écrasement est intense. Le microscope montre de grands grains de quartz, souvent fissurés et entourés d'un mortier de plus petits grains de quartz. Il y a recristal-

lisation en beaucoup de points. Les feldspaths sont tous albitisés. Parmi ceux-ci il semble que certains puissent avoir été originellement du microcline. La séricite est abondante, les unes provenant de la décomposition des feldspaths, les autres passant à de la muscovite et étant en particulier très froissées. Enfin il y a des muscovites de grande taille.

L'écrasement est bien marqué : En effet, à côté de zones à peu près intactes, il y en a d'autres abondantes formant mortier.

II

TRIAS

Les formations triasiques, typiques, sont très peu nombreuses dans la zone du Petit Saint-Bernard si l'on fait exception des gorges de l'Arbonne. J'y ai reconnu cependant :

1° des *quartzites* écrasés. J'en ai trouvé près du chalet de Praina, sous les roches vertes. Ils ressemblent fort à ceux du Trias malgré leur écrasement. J'en ai aperçu également dans le torrent du Charbonnet sous les roches vertes. Ce sont des mylonites formées d'un agglomérat de grains de quartz, de très petite taille, à contours irréguliers, avec un peu de séricite et de chlorite. Il y a des phénomènes tout à fait semblables à ceux de la Kristallisationschieferung. La fluidité est bien marquée. Enfin là-dedans il y a quelques îlots de quartzites à peu près intacts ;

2° des *cargneules*, des *dolomies* et des *schistes verts* intercalés dans les schistes noirs qui accompagnent les roches vertes, aux chalets des Combettes au pied du Clapey ;

3° du *gypse* et des *dolomies* qui abondent au bord oriental de la zone du Petit Saint-Bernard, en particulier dans le vallon du Reclus. Il semblerait, au cas où l'on voudrait considérer la zone du Petit Saint-Bernard comme un lambeau de recouvrement, que ce Trias appartienne plutôt à la zone houillère de la nappe du Briançonnais. Cependant au bord de la route du col du Petit Saint-Bernard, en Italie, au-dessus du lac Verney et au bord de l'ancien chemin qui en France accède au col, la base du Lias comprend de fréquentes intercalations dolomitiques semblant indiquer, ainsi, un passage du Trias au Lias de la zone du Petit Saint-Bernard ;

4° des *schistes noirs* luisants avec zones dolomitiques, et des roches compactes, d'un gris vert clair, à pâte fine, ces dernières essentiellement constituées de matières phylliteuses très ténues parmi lesquelles de la séricite et de la chlorite. Il n'y a que très peu de dolomie. Enfin la roche est bourrée de très fines aiguilles de rutile. Les dolomies sont très souvent albitifères.

Les schistes très particuliers qui affleurent au bord de la route de Bourg Saint-Maurice à Séez et au bord de la route des Chapieux, semblent aussi passer graduellement au Lias.

III

LA SÉRIE DES ROCHES VERTES

Comme je l'ai montré au cours de la description, la série des roches vertes est essentiellement formée d'une alternance de roches vertes et de schistes noirs. Les roches vertes constituent tantôt d'immenses couches atteignant parfois plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, tantôt des lits très minces. En général elles sont en longues bandes séparées les unes des autres par des schistes, mais elles sont aussi en masses lenticulaires. On a ainsi une alternance de roches vertes litées ou en amygdales ou en couches de toutes dimensions simplement séparées par de minces lits schisteux (fig. 31 et Pl. VI, fig. 1). Je vais décrire séparément ces schistes et ces roches vertes.

Description pétrographique des schistes.

Dans la série des schistes qui accompagnent les roches vertes, on peut distinguer des phyllades, des calcaires quelquefois gréseux, donnant, le plus souvent, naissance à des calcschistes.

Phyllades. — Voici la description de deux de ces phyllades. Le premier échantillon, provient de la région des Rousses.

C'est une roche schisteuse d'un gris bleuté, présentant tout à fait l'aspect de phyllade et ne faisant pas effervescence aux acides.

L'élément essentiel est de la séricite de l'ordre de grandeur d'un dizième de millimètre. Les petites lamelles sont disposées en un sens quelconque et souvent même perpendiculairement aux surfaces de frottement de la roche et parfois groupées en gerbes ou en faisceaux. Il y a quelques grains isolés ou quelques amas de quartz toujours de très petite taille avec quelques lamelles de chlorite disséminées de ci de là. Enfin la roche présente encore beaucoup de matière opaque. Les surfaces de frottement, soulignées par des traînées de cette matière et par la séricite qui s'y dispose parallèlement, sont très nombreuses et partagent la matière en zones parallèles ou fusiformes.

Le second échantillon provient du col des Veis. C'est une roche schisteuse, d'un noir bleuté, légèrement satinée et à surfaces noduleuses. Le microscope montre que la roche est presque entièrement formée de séricite dont les éléments très petits, sont, à peu près tous, disposés parallèlement les uns aux autres. Il n'y a que très peu de matière opaque, avec de place en place quelques grains isolés de quartz ou de feldspath. Les amygdales se traduisent au microscope par la présence de nodules, les uns de chlorite à biréfringence très basse et dont les clivages sont disposés perpendiculairement à la schistosité, les

autres de quartz, de feldspaths et même de zoïsite ou d'épidote, auxquels se mêlent quelques lames de séricite et de chlorite.

Les calcaires et les calcschistes. — Voici la description d'un calcaire un peu quartzifère. Débit en plaquettes alternant avec des zones plus schisteuses. Roche rugueuse, d'un gris bleuté, sombre, à surfaces lustrées, parsemées d'un peu de séricite. Même à la loupe il est difficile de déterminer la nature des éléments tant ils sont petits. Texture rubanée, visible sur la tranche et due à l'écrasement. Au microscope on se rend compte que la roche est formée des minéraux suivants : 1° calcite bien cristallisée, généralement assez pure, parfois cependant salie par des poussières de graphite. Elle est disposée très irrégulièrement dans la roche ; 2° quartz de petite taille et souvent assemblés en nids ; 3° feldspaths acides, non mâclés et à contours nuageux ; 4° un peu de muscovite disposée çà et là ; 5° séricite assez abondante, en traînées parallèles. La disposition de tous ces éléments est très irrégulière, chacun des minéraux se trouvant isolé ou assemblé en nids parmi tous les autres.

Les calcschistes ont un délit schisteux. Leur surface est d'un gris bleuté, en général pustuleuse, satinée. Leur tranche révèle la nature réelle de la roche, formée de calcite, de quartz et de séricite.

Au microscope on voit de la calcite prédominante, en général de teinte claire, mais souvent salie par des matières opaques. Un peu de quartz en petits grains ou à formes allongées, de la séricite et un peu d'épidote y sont mélangés. Tout cet ensemble est en longues bandes parallèles, en fuseaux ou en amygdales séparés par une matière phylliteuse sombre. Tous les minéraux sont couchés parallèlement au plan de la schistosité contrairement à ce qui arrive fréquemment dans les roches précédentes. L'écrasement manifeste donne leur physionomie particulière à ces roches dont il faut rechercher l'origine dans les calcaires précédents.

Description pétrographique des roches vertes.

Avant de décrire les roches vertes, je définirai les principaux termes que j'utiliserai. Pour les roches vertes de la Tarentaise qui, à côté de feldspaths essentiels, contiennent de l'amphibole, de la chlorite et de l'épidote en quantité à peu près égale, j'emploierai le terme de *prasinite*. Cette dénomination a été créé par Kalkowsky [1] pour les *Grünschiefer* qui contiennent, en quantité à peu près égale, de la hornblende, de l'épidote et de la zoïsite. Il appelait les autres Grünschiefer à prédominance soit de hornblende, soit d'épidote, soit de chlorite, des *Hornblendegrünschiefer*, des *Epidotgrünschiefer*, des *Chloritgrünschiefer*. Novarese [2] entend le terme de prasinite d'une manière beaucoup plus

[1] Kalkowsky, *Elemente der Lithologie*, p. 217.

[2] V. Novarese, Nomenclatura e sistematica delle roccie verdi nelle Alpi occidentali. *Boll. del R. comitato geologico*, n° 2, 1895.

compréhensive : *Grünschiefer* et *Prasinites* sont synonymes. Dès lors ces dernières roches à prédominance de l'un des minéraux colorés des roches vertes, deviennent des *Prasinite anfiboliche*, *P. epidotiche*, *P. cloritiche*. Ces roches ont à peu près la composition des diorites, des dolérites et des euphotides. Elles rentrent donc à peu près dans la famille « Albitamphibolit, Epidotchloritschiefer, Glaucophanit, et Gabbroschiefer » de U. Grubenmann. J'adopterai les définitions de Novarese qui ont l'avantage d'être très commodes et d'éviter une longue terminologie.

Novarese appelle les autres roches où les feldspaths sont subordonnés, des *amphibolites*, des *chloritoschistes*, des *épidotites*, etc., suivant qu'il y a prédominance de l'un ou l'autre de ces éléments. C'est ce que je ferai également mais en complétant tant soit peu ces dénominations.

Toutes nos roches vertes appartiennent à l'épizone. Comme il y a suffisamment de minéraux caractéristiques de cette zone qui rentrent dans la définition des termes employés il est superflu de les faire précéder du préfixe *épi*.

L'origine des roches vertes. — Il est incontestable que, comme dans les autres parties des Alpes, les roches vertes sont d'origine éruptive ; ce n'est point par leur composition minéralogique, en elle-même, identique à celle de beaucoup de roches cristallophylliennes d'origine sédimentaire ; mais parce que l'association des minéraux qui les composent, se trouve au milieu de roches sédimentaires à peine touchées par le métamorphisme. D'autre part les minéraux n'ont point une orientation déterminée, parallèle à un plan de schistosité. Le mode de gisement, l'aspect massif de ces roches compactes, jamais litées en elles-mêmes, leur allure lenticulaire, parlent également en faveur de leur origine éruptive.

Il est très difficile de rapporter les roches vertes à une roche éruptive déterminée, d'après la composition minéralogique observée. La séricite, l'albite, la zoïsite nous indiquent seulement que la roche contenait des feldspaths ; l'abondance des épidotes et des zoïsites que ceux-ci étaient très basiques. Mais il est impossible d'obtenir plus de précision au sujet du feldspath primitif dont j'ai observé, en une seule roche seulement, les contours originels. Le pyroxène semble être le seul minéral d'origine primaire certaine. Quelques hornblendes semblent avoir été conservés. La hornblende, la glaucophane, la magnétite, l'ilménite indiquent par leur abondance, la forte teneur des éléments ferromagnésiens.

Tout cela montre que les roches doivent être rangées aux environs des diorites, des gabbros. L'analyse chimique seule permet de les placer d'une façon très précise dans la classification.

La structure primitive des roches est complètement effacée. Les seuls restes que j'ai observés, sont les contours d'anciens feldspaths complètement saussuritisés mais présentant encore des traces de mâcle de Carbslad, puis ce sont les contours et la disposition des pyroxènes qui ont l'aspect qu'ils présentent dans

les dolérites ce que M. A. Lacroix m'a confirmé. Certaines roches vertes, au moins, sinon toutes, doivent être rangées parmi les dolérites (s. l.).

Les transformations minéralogiques des roches vertes. — Il semble bien que les transformations minéralogiques des roches vertes ne résultent pas d'apports, mais sont simplement le fait de conditions physiques, différentes de celles dans lesquelles ces roches éruptives ont été mises en place. Ce sont très vraisemblablement seulement des réactions qui se produisent entre les divers minéraux de la roche, minéraux dont la composition devient instable à un certain niveau dans l'espace du métamorphisme régional.

Au cours d'une première réaction, la chaux et en particulier également une certaine quantité d'alumine et de silice, s'isolent des plagioclases et du pyroxène, pour constituer des épidotes peu ferrifères et des zoïsites. Il s'en suit que les feldspaths nouveaux qui prennent la place des anciens plagioclases, sont plus acides, voisins de l'albite et que les pyroxènes, s'appauvrissant en chaux et s'enrichissant en alumine, s'ouralitisent en même temps qu'apparaît la chlorite.

Au cours d'une deuxième réaction, l'albite qui s'est formée, réagit sur les hornblendes et les transforme en glaucophane.

Une autre transformation aboutit à un complexe de glaucophane, biotite, grenats et minerais. Il paraît bien que, là, l'excès d'alumine, résultant de la transformation des plagioclases en épidotes, zoïsites, albites, s'est combiné avec le fer et la magnésie du pyroxène pour former les grenats et la chlorite. Quant à l'ilménite, elle tire son origine du pyroxène.

Tous ces phénomènes se traduisent en plaques minces :

Le passage du pyroxène à l'amphibole et à la chlorite est d'une netteté remarquable. L'ouralitisation débute par les fissures et les bords du minéral et se propage petit à petit jusqu'à ce que tout le pyroxène soit absorbé. Le résultat final est une hornblende constituée par de nombreuses fibres accolées les unes aux autres et présentant souvent presque toutes, une seule et même orientation, de sorte qu'il n'y a là qu'un pas jusqu'à la formation d'un cristal unique de hornblende.

Le passage de la hornblende à la glaucophane est aussi très remarquable. Un même cristal de hornblende se transforme petit à petit en glaucophane. L'enrichissement en soude débute parfois en un point, puis se propage peu à peu, avec transition ménagée. Mais il apparaît souvent plus brutal ; de petits cristaux de glaucophane s'implantent, le plus souvent sans respecter le réseau cristallin des anciens minéraux. Ces minéraux de néoformation se disposent en cristaux isolés, en faisceaux ou en éventails.

En outre, dans les roches vertes, on observe un certain balancement en particulier entre les albites et la glaucophane. Les roches dépourvues ou très pauvres en ce dernier minéral sont très riches en albite. Au contraire les glaucophanites ne contiennent presque pas d'albite. Et cela se traduit même par la

teinte de la roche, d'un gris vert clair chez les unes, d'un noir bleuâtre chez les autres.

Enfin la saussuritisation des feldspaths est reconnaissable mais seulement en de rares points où les contours ainsi que les traces des mâcles de Carlsbad ont été conservés.

Dans le cas présent, il semble que la formation du groupe *albite + épidote + hornblende verte*, dont l'origine est le groupement *pyroxène + plagioclase*, a précédé la formation du groupe *grenat ou chlorite + épidote + glaucophane* contrairement à ce que M. G. Dal Piaz [1] a observé dans le massif de la Grivola où la hornblende de certaines roches dérive de la glaucophane qui elle-même tire directement son origine du pyroxène.

Principaux types de roches vertes. — Voici les principaux types de roches vertes que j'ai reconnus :

Prasinite à pyroxène. — Cette roche est une prasinite typique mais présentant encore des cristaux de pyroxène de structure doléritique.

Elle provient des éboulis méridionaux de la Pointe de Beaupré. C'est une des roches les plus fréquentes. D'un vert gris clair, avec taches mal délimitées un peu plus sombres, elle présente quelques cubes de pyrite et est très résistante au choc. La cassure à surface un peu saccharoïde, est irrégulière. La dureté est très grande.

Examen microscopique : La roche est constituée de cristaux de pyroxène plus ou moins fracturés et se décomposant en chlorite et en amphibole. Le tout forme de grands amas mal délimités dans un agglomérat composé de feldspaths acides, d'épidote, de zoïsite et d'un peu de chlorite, agglomérat déterminant le fond de la roche. Quelques cristaux de pyrite et de sphène sont disséminés là dedans. Dans l'ensemble ce sont l'épidote, la zoïsite et les feldspaths qui prédominent.

Le *pyroxène* monoclinique, à peu près incolore, très faiblement brun rosé et dont n_g, fait avec l'axe vertical un angle de 38° environ, a une biréfringence élevée, mais normale. Les clivages p, sont très nombreux et très rapprochés. On peut donc rapporter le pyroxène à un diopside-augite diallagique. Il forme de grandes plages de plusieurs millimètres de dimensions. Quelquefois des golfes très profonds, à bords très nets, échancrent les contours qui, alors, rappellent vivement ceux des dolérites. De plus à l'intérieur des pyroxènes, il y a des inclusions de saussurite à contours identiques à ceux des feldspaths. Et les pyroxènes sont aussi en fragments assez éloignés les uns des autres, séparés par de la saussurite, mais toujours groupés en un ensemble de même extinction. Le minéral, en lui-même, présente toujours une très grande fraîcheur.

[1] Giambattista Dal Piaz. Sulle Ofioliti alpine della zona della Grivola. *Atti della Accademia scientifica Veneto-Trentino-Istriano*, vol. XVIII, 1927. Padova, 1928.
id. Geologia della catena Herbetet-Grivola-Grand-Nomenon. *Memorie dell'Istuto geologica della R. Universita di Padova* vol. VII. Padova, 1928.

Mais il est toujours très fissuré ; et de la chlorite à très basse biréfringence et en éléments très ténus, garnissent ces légères solutions de continuité. Les fissures peuvent s'agrandir, devenir béantes, se remplir d'un mélange de cette chlorite et de hornblende très légèrement verdâtre, peu polychroïque (d'un vert bleuâtre suivant n_g, verte suivant n_m, jaune suivant n_p, toutes teintes très légères. Son extinction dans g_1 est de 19° environ), minéraux se formant aux dépens du pyroxène aussi bien à partir de ces fentes que sur le pourtour du cristal. Par extension de cette transformation minéralogique, il arrive bientôt que le pyroxène ne se trouve plus être qu'en petits fragments noyés dans un ensemble d'amphiboles et de chlorites, dans lequel on distingue parfois une amphibole fibreuse actinolitique, à peu près incolore et qui se rapproche beaucoup de la trémolite. Ces ensembles de pyroxène, de chlorite et d'amphibole sont mal délimités du restant de la roche formé des minéraux suivants parmi lesquels : des *feldspaths* très rarement mâclés. Leur réfringence est à peu près celle du baume de Canada. Ce sont des oligoclases, très voisins de l'albite, de formes quelconques, nuageux, bien limpides et baignant tous les autres minéraux ; des *amphiboles* les mêmes que les précédentes. Elles sont en nombreuses aiguilles se disposant quelquefois en gerbes ; de la *chlorite* assez rare ; de l'*épidote* en grains et de la *zoïsite* disséminées en assez grande abondance ; quelques cubes de *pyrite*, égrenés dans la roche. L'*ilménite* entourée de *sphène*, est plus abondante. Le rutile est assez épars.

Prasinite à pyroxène. — C'est également une prasinite typique ayant conservé des cristaux de pyroxène à structure doléritique et sûrement d'origine primaire.

L'échantillon examiné provient du gisement de la route de Bourg Saint-Maurice aux Chapieux, en amont du Châtelard. La roche d'un gris vert clair, compacte, résistante, à cassures irrégulières, est tachetée de plages plus sombres dont certaines réfléchissant la lumière, sont formées de grands cristaux.

Examen microscopique. La roche est composée de grands cristaux de pyroxène, abondants et baignant dans un ensemble formé de longues fibres d'amphibole, de zoïsite, d'épidote et de nombreuses plages amorphes de feldspaths.

Le *pyroxène*, monoclinique, une augite-diopside diallagique, en très grands cristaux, très faiblement colorés, d'un brun rosé imperceptible et avec des clivages *p* bien marqués et nombreux. Le pyroxène a, dans son ensemble, un aspect doléritique. Il est traversé de fissures remplies de chlorite et de hornblende. L'altération du minéral se produit également sur les bords. Mais, d'une façon générale, les pyroxènes sont restés assez frais, avec des contours assez francs. Ils sont même pourvus de golfes profonds, à bords très nettement délimités, golfes remplis de saussurite et dépourvus d'amphibole et résultant donc probablement de la conservation partielle d'une structure doléritique. Le pyroxène est le plus souvent scindé en un certain nombre d'éléments assez éloignés les uns des autres et possédant une même orientation optique. Les espaces situés entre ceux-ci, sont formés des mêmes minéraux que ceux qui composent le restant de la roche et qui sont décrits ci-après, à savoir :

De l'amphibole, une *hornblende* fibreuse, très peu polychroïque, à extinction de 17 à 22° dans g_1, et en cristaux le plus souvent disposés en faisceaux, plus rarement en gerbes ; très peu de *chlorite* à très basse biréfringence ; de l'*épidote* en plusieurs petites plages à contours irréguliers ; de la *zoïsite* peu abondante ; des *feldspaths* à contours irréguliers et très voisins de l'albite.

Prasinite à hornblende. — Ce sont des prasinites dans lesquelles les pyroxènes sont remplacés par de grands cristaux de hornblende assez nombreux.

La roche provient des éboulis occidentaux de la Pointe du Clapey. Verdâtre, assez foncée et tachetée de gris, elle présente, à l'œil nu, des taches vertes d'amphibole, de la pyrite et du sphène très abondants.

Examen microscopique : La roche est constituée de grands cristaux de hornblende, très mal délimités et à très nombreux clivages. Ce minéral baigne dans un agrégat formé de feldspaths acides, d'épidote, de chlorite et de fibres de hornblende. Des cristaux d'ilménite entourée de sphène, ainsi que de la pyrite sont répartis dans la roche.

La *hornblende* est très peu colorée, légèrement polychroïque, vert bleu suivant n_g, vert clair suivant n_m, et jaune très clair suivant n_p. L'extinction dans g_1 est de 18°. La biréfringence est normale. L'amphibole paraît fibreuse par la présence de nombreux clivages. Elle passe effectivement par les bords à de la hornblende fibreuse dont les cristaux très ténus, pénètrent dans le restant de la roche. Les minéraux dans lesquels baignent l'amphibole, sont toujours de plus petites tailles : Les *feldspaths* très abondants, très petits, à contours très irréguliers, ont tendance à se grouper. Leur réfringence est voisine ou un peu plus faible que celle du baume de Canada. Les individus mâclés sont assez rares. Dans la zone perpendiculaire à g_1 l'extinction maximum notée est de — 15°, de sorte que ce sont des feldspaths à au moins 63 0/0 d'albite. A ceux-ci sont associées de l'*épidote* en nombreux petits grains, de la *chlorite* très peu biréfringente et quelques rares fibres de *hornblende* semblable à la précédente. Du *leucoxène* très abondant et de la *pyrite* sont disséminés dans la roche.

Ortho-amphibolite feldspathique à abondante zoïsite :

Dans cette roche les feldspaths ne constituent plus ici les éléments essentiels.

La roche examinée provenant des éboulis occidentaux de la Pointe du Clapey, est d'un gris verdâtre et parsemée de nombreuses petites taches de quelques millimètres de dimension seulement. Cassure et dureté des roches précédentes. L'*examen microscopique* montre, au milieu d'un assemblage de zoïsite, d'épidote et de feldspaths à contours nuageux, de grands cristaux de hornblende, à contours très nets, mâclés.

Ces *amphiboles* peu polychroïques, ont une extinction de 17° dans g_1. Elles sont partiellement altérées en chlorite et peuvent parfois passer par leur bord, à de la hornblende fibreuse. Il est à noter également un peu de sphène et de pyrite.

Ce qui caractérise cette roche, ce sont d'abord ces hornblendes qui paraissent être d'origine primaire, c'est ensuite l'abondance de la zoïsite et de l'épidote qui

prédominent de beaucoup sur les feldspaths, et c'est enfin la rareté de la hornblende fibreuse dans l'agglomérat qui forme le fond de la roche.

Prasinite. — L'absence totale des grands cristaux de pyroxène ou de hornblende est le propre de cette roche. On n'y reconnaît plus qu'un enchevêtrement de minéraux secondaires parmi lesquels les feldspaths jouent un rôle prédominant. C'est une prasinite typique.

Cette roche qui provient des éboulis méridionaux de la Pointe de Beaupré, est une des plus communes de la région. D'un gris vert clair, à structure grenue, légèrement fibreuse, à cassure irrégulière, la roche est très dure et très résistante. Le seul minéral reconnaissable à l'œil nu est de la pyrite.

Au *microscope* on voit de grandes aiguilles de *hornblende verte,* disposées en faisceaux ou en gerbes. Cette tendance à se grouper ainsi est générale dans la roche. Toutefois les aiguilles peuvent être également isolées.

Cette *amphibole* bleu vert suivant n_g, vert jaunâtre suivant n_p, à une extinction de 18° dans g_1. La *chlorite* se mêle parfois à ces amphiboles. Les *feldspaths* translucides, à contours indéterminés, sont voisins de l'albite. Parmi eux il y en a certainement qui sont de l'albite franche. Les *zoïsites* sont abondantes, également à contours irréguliers. L'*épidote* est assez rare. Il y a également un peu de *leucoxène* et de *pyrite.*

A côté des roches précédentes dont l'élément ferro-magnésien principal est la hornblende avec ou sans pyroxène, il en est d'autres où de la glaucophane s'associe à la hornblende et d'autres encore où la glaucophane peut même les remplacer complètement. On observe tous les passages entre ces diverses roches.

Les roches à glaucophane diffèrent des précédentes par leur plus grande teneur en minéraux ferro-magnésiens ce qui, d'ailleurs, leur donne une teinte très sombre se rapprochant d'un noir bleuâtre, bien différente de celle des roches précédentes à hornblendes, généralement d'un vert gris clair. En outre, elles sont beaucoup plus lourdes.

Prasinite à grands cristaux de hornblende et à glaucophane :

Dans cette roche les amphiboles commencent déjà à prédominer, mais il y a encore beaucoup de feldspaths et d'épidote, et, en même temps, de la glaucophane prend naissance indiscutablement aux dépens de grands cristaux d'amphiboles qui paraissent être d'origine primaire.

Cette prasinite provient des éboulis méridionaux de la Pointe de Beaupré. D'un vert gris, devenant un peu jaunâtre par altération, elle présente, à l'œil nu, des cristaux d'amphibole ayant environ un centimètre de longueur, de teinte vert jaunâtre avec taches d'un bleu noir, dues à la présence de glaucophane. On observe en outre un peu de pyrite et un peu de sphène. La roche très dure, très résistante est à cassure inégale et un peu saccharoïde.

Observations microscopiques. — La roche est constituée d'une agglomération de feldspaths acides, d'épidote, d'un peu de zoïsite, de chlorite, auxquels se

mêlent de la hornblende fibreuse et de la glaucophane. Là-dedans baignent de grands cristaux d'hornblende.

Cette *hornblende*, en grands cristaux, est fragmentée en éléments assez éloignés les uns des autres, mais possédant tous la même orientation optique. Les intervalles qui les séparent, sont remplis du même mélange de feldspath, d'épidote, de zoïsite et de chlorite, qui forme le fond de la roche. Elle est peu polychroïque, d'un brun vert sale. Son extinction dans g_1 et la biréfringence sont normales. Les contours ne sont pas sans rappeler les formes si caractéristiques des pyroxènes des gabbros. Des altérations produisent localement des chlorites.

Très fréquemment de la *glaucophane* prend place à l'intérieur de la hornblende. Ses petits cristaux allongés, se disposent en faisceaux, en gerbes, en éventails ou bien restent parfois isolés. Quoique ils aient tendance à s'adapter au réseau cristallin de la hornblende, ils occupent souvent une direction quelconque. Cette glaucophane très pure, très limpide a un polychroïsme très marqué : bleu lavande suivant n_g, violet suivant n_m, jaune verdâtre imperceptible suivant n_p. L'extinction dans g_1 est de 8°. La biréfringence $n_g - n_p = 0{,}022$ environ. La glaucophane a un caractère néogène tout à fait marqué. Des cristaux de petite taille du même minéral sont disséminés au milieu de l'agglomération des minéraux qui constituent le fond de la roche. Ils sont en général isolés et passent assez souvent à une hornblende verte qui lui est antérieure (vert d'herbe suivant n_g et vert très clair suivant n^p), à extinction de 22° dans g, et à biréfringence un peu plus faible que celle de la glaucophane.

Les *feldspaths* très abondants, à contours très irréguliers, sont très limpides et renferment, en inclusion, des fibres d'amphibole et des grains d'épidote. La réfringence est voisine de celle du baume de Canada, quelquefois un peu supérieure. Ils sont très rarement mâclés. Une section perpendiculaire à g_1, donne pour les mâcles de l'albite une extinction de 14°. Ce sont donc des oligoclase-albite.

La *chlorite* verte, toujours la même, ne présentant pas de caractères spéciaux, est disséminée au milieu des feldspaths auxquels s'ajoutent un peu d'*épizote*, de *zoïsite*. Des cristaux caractéristiques d'*ilménite*, entourés d'une bordure de *sphène* sont, ainsi que quelques amas de *pyrite*, dispersés çà et là, mais en quantité relativement assez grande.

Prasinite à grands cristaux de hornblende passant *à de la glaucophane.*

Les feldspaths aux dépens desquels la glaucophane prend naissance, sont encore assez abondants pour que la roche puisse mériter le nom de prasinite.

La roche provient des éboulis méridionaux de la Pointe de Beaupré. C'est une de celles que l'on rencontre aussi très fréquemment dans notre région. Elle est d'un gris verdâtre clair avec quelques taches plus foncées dues à de l'amphibole. On distingue, en outre, à l'œil nu, un peu de magnétite et de pyrite. La roche est dure, très résistante au choc et à cassures irrégulières.

Au *microscope* c'est un agglomérat de feldspaths acides, de chlorite, d'épidote,

de zoïsite et d'amphibole. Cet ensemble pénètre en golfe dans de grands îlots à contours des plus irréguliers, grands îlots formés d'amphibole et de chlorite et d'un peu de glaucophane, restant d'anciens minéraux ferromagnésiens altérés. A cela s'ajoutent, comme minéraux accessoires, de la pyrite, de la magnétite, de l'ilménite entourée de sphène.

La *hornblende* en grands cristaux, passe souvent à la glaucophane qui lui est postérieure. Les contours, des plus irréguliers, présentent souvent un aspect déchiqueté.

La *hornblende verte*, en grandes fibres accolées les unes aux autres, à extinction pouvant aller jusqu'à 22°, présente souvent de grandes plages. Mais, en de nombreux points, les fibres se détachent mieux les unes des autres et se groupent alors soit en gerbes, soit en faisceaux.

La *chlorite*, toujours la même, est en petites plages, de forme quelconque, soit isolées, soit en relation avec la hornblende dont elle procède.

La *zoïsite* est en larges cristaux informes. L'*épidote*, assez abondante, est toujours en grains n'atteignant jamais de très grandes dimensions. Ceux-ci, quelquefois maclés, montrent souvent les traces des plans de clivage. Les feldspaths n'ont pas de forme propre. Leurs contours sont indéfinis. Ils ont un aspect nuageux. Ce sont des *oligoclases très voisins de l'albite*.

Amphibolite-prasinite à glaucophane et grenat.

Cette roche verte se caractérise déjà par l'abondance des amphiboles et par la réduction notable des feldspaths, à peu près subordonnés aux autres éléments. C'est un terme de passage entre les prasinites et les amphibolites. Déjà les grenats, l'apatite et la biotite font leur apparition.

Cette roche provient des éboulis méridionaux de la Pointe de Beaupré. Elle est d'un gris verdâtre foncé. On y reconnaît de grands cristaux d'amphibole, disposés en tous sens et en outre, un peu de pyrite. La roche est très dure, très résistante. Sa cassure est irrégulière.

Examen microscopique : La roche est composée de grands cristaux, sans contours précis, de hornblende et de glaucophane passant de l'un à l'autre. Entre ces amphiboles existe une mosaïque de minéraux divers à laquelle ils passent grâce à une fragmentation et à leur décomposition en chlorite. Cette mosaïque comprend de la hornblende verte, de la glaucophane en aiguilles de faible dimension, de la chlorite, de la zoïsite, de l'épidote. Dans celles-ci sont irrégulièrement répartis de l'apatite, du grenat, un peu de biotite, de la pyrite et du leucoxène. Des plages très irrégulières de feldspaths parsemés de quelques autres minéraux, s'entremêlent dans cette mosaïque et occupent souvent des surfaces assez étendues. Tous ces éléments sont disposés très irrégulièrement.

La *glaucophane* est en grands cristaux allongés, à structure d'apparence plus ou moins fibreuse, due à la présence de très nombreux clivages. Ces cristaux n'ont pas, dans l'ensemble, de contours distincts. La glaucophane passe souvent dans un même individu et d'une façon plus ou moins irrégulière, à de la hornblende verte dont elle est issue et à extinctions bien différentes. Le polychroïsme

est normal : bleu lavande suivant *ng*, bleu violacé suivant *nm* et jaune verdâtre suivant *np*. Dans g_1 l'extinction par rapport à l'axe vertical est de 9°. La biréfringence est assez forte.

La *hornblenae* généralement en grands cristaux, d'allure plus ou moins fibreuse, existe également en petites fibres disposées très irrégulièrement. Il en est d'ailleurs de même de la glaucophane à laquelle elle est souvent intimement liée. Verte suivant *ng*, d'un jaune légèrement verdâtre suivant *np*, elle a une extinction de 22° dans g_1 et une biréfringence normale.

La *chlorite* très abondante, verte suivant la direction N.-S., jaune verdâtre suivant la direction E.-W. et verte dans *p*, est à rattacher au clinochlore. Elle est disposée en mosaïque très irrégulière. En certains points, elle résulte, sans nul doute, de la décomposition des amphiboles qui passent à celle-ci.

L'*épidote* et la *zoïsite*, en grains de forme plus ou moins géométriques, abondent assez souvent. Du *grenat*, légèrement rosé, très craquelé, de forme irrégulière, ainsi que de longues baguettes d'*apatite*, sont disséminés dans la roche. L'*ilménite* à bordure de *sphène*, possède des formes très irrégulières mais dont les lignes directrices sont celles de son réseau cristallin. Ce leucoxène est abondant. La *magnétite* est en quantité moindre. La *biotite* de néoformation, existe en quelques rares lamelles. Les *feldspaths* ne peuvent être déterminés d'une façon rigoureuse. Leur réfringence est voisine de celle du baume de Canada. Ils sont purs, ont des formes tout à fait irrégulières et renferment en inclusions la chlorite, la zoïsite, l'épidote et de tout petits cristaux d'amphibole.

Glaucophanite à grenats et biotite :

Cette roche est caractérisée par la présence exclusive de la glaucophane à l'exception des autres amphiboles, celle de grenats et de biotite et par l'abondance de l'épidote et la réduction des feldspaths.

Elle provient des éboulis occidentaux de la Pointe du Clapey. Elle est très sombre, à peu près noire, compacte, dure, lourde. On y distingue à l'œil nu des cristaux d'amphiboles ayant à peu près un centimètre de longueur et presque autant de largeur, et qui baignent dans un assemblage de minéraux parmi lesquels on peut reconnaître l'apatite en longues baguettes blanches et à sections hexagonales, du grenat rose translucide, du sphène et de la pyrite.

Examen microscopique : De grands cristaux de glaucophane forment les éléments essentiels et prédominants de la roche. Ils renferment, souvent, en inclusions, de l'ilménite dont les bords se décomposent en sphène ; et cette association leucoxène et glaucophane est constante. L'apatite crible souvent cette amphibole. La chlorite s'y développe également mais de préférence dans les clivages. La biotite y tapisse des cavités. Elle y est peu abondante. Entre ces grands cristaux, existe une mosaïque composée essentiellement d'épidote, de grenat plus rare, d'un peu de chlorite et souvent de glaucophane en aiguilles. Des plages de feldspaths de forme quelconque s'intercalent en petit nombre dans cette pâte. Très peu nombreux, ils renferment, en inclusions, tous les minéraux précédents. Les grands cristaux de glaucophane prédominent de beaucoup

par leur volume, sur la quantité de la matière de la mosaïque. Comme éléments accessoires, il est à noter de la pyrite, de l'ilménite entourée de sphène, de l'apatite en très grands cristaux. Postérieurement à tous ces minéraux précédents, la biotite s'est développée en faisceaux ou en gerbes dans la mosaïque. Ce qui caractérise cette roche c'est la grande abondance et la grande dimension des glaucophanes, l'abondance de l'épidote, la présence de grenats, la rareté des feldspaths et le développement néogène de la biotite.

La *glaucophane*, de très grande taille, en belles sections de toutes orientations, très polychroïque (ng = bleu lavande, nm = bleu violacé, np jaune verdâtre très clair) possède dans le plan g_1 une extinction de 5° par rapport à l'allongement du cristal et a une biréfringence $ng - np = 0{,}024$ environ. La bissectrice aiguë est négative. La glaucophane ne passe jamais ici à une hornblende fibreuse.

Dans la mosaïque, la glaucophane est de plus petite taille et se présente alors en gerbes, en faisceaux ou bien en cristaux isolés.

L'*ilménite* entourée d'une bordure de *sphène*, se trouve toujours en inclusions dans les grandes glaucophanes. Cette association constante est tout à fait remarquable. Elle présente très fréquemment, grâce à l'allure de sa décomposition, son réseau cristallin. Ce leucoxène est relativement abondant. L'*épidote* est en grains très nombreux, très peu colorés, au centre desquels il y a parfois, mais très rarement de l'*allanite*. Elle constitue à peu près le fond de la mosaïque. Le *grenat*, d'un brun rose, très léger, accompagne l'épidote. En général très craquelé, il renferme des inclusions de glaucophane, d'épidote ou d'apatite. De la *chlorite*, verdâtre, à biréfringence très faible, existe en petites lamelles très ténues. C'est du clinochlore jaune vert suivant ng, vert olive suivant np.

Les *feldspaths* relativement rares, forment quelques plages de teinte claire, englobant ou s'insinuant entre les autres minéraux. Absolument limpides ils ne présentent, à peu près pas, de mâcles ni celles de l'albite ni celles de Carlsbad. Il est ainsi très aisé de les confondre avec le quartz. Les indices de réfraction montrent que ce sont des feldspaths très riches en albite pure.

L'*apatite* très abondante, soit en sections longitudinales, ayant alors la forme de longues baguettes, soit en sections transversales hexagonales, se présente toujours avec des formes très nettes. La *pyrite* est en cubes disséminés çà et là. De la *biotite*, en lames isolées, se groupe aussi en gerbes ou en faisceaux. Parfois les lames s'enchevêtrent. Elle semble être postérieure à tous les autres minéraux qu'elle englobe, qu'elle pénètre ou qu'elle sectionne. Les couleurs en lumière naturelle sont très fortes. Le polychroïsme est intense : ng, brun très sombre, np brun jaunâtre clair. Les teintes de biréfringence n'apparaissent que très peu sous celles déjà visibles en lumière naturelle. Cette biotite, très fraîche, semble s'être formée après les autres minéraux.

Glaucophanite à biotite, à grenats et à anciennes plages conservées de feldspath saussuritisé. — Cette roche semblable à la précédente mais présentant d'an-

ciennes plages de feldspath actuellement complètement saussuritisé, mais ayant toutefois conservé des traces de mâcles de Carlsbad, provient des éboulis occidentaux de la Pointe de Clapey. D'un gris noirâtre elle présente des plages blanches, allongées, ayant l'aspect de sections de feldspaths dont certains points de la roche sont dépourvus. On y remarque, en outre, macroscopiquement un peu de pyrite. Comme toutes les roches vertes, elle est compacte, très dure, très résistante.

Examen microscopique : Au microscope on distingue très bien les *sections blanches*, de formes allongées à bords parallèles et à contours géométriques rappelant tout à fait ceux des feldspaths. Elles sont formées des minéraux suivants : feldspaths très acides abondants, un peu de quartz, beaucoup de séricite ainsi que de l'épidote et de la zoïsite et de la chlorite. L'épidote et la zoïsite d'une part et les feldspaths d'autre part, ont tendance à se grouper en zones parallèles au bord des plages. La séricite et le quartz sont au contraire disséminés irrégulièrement. Le point le plus remarquable est que ces plages présentent les traces d'anciennes mâcles de Carlsbad qui se traduisent, fort nettement en lumière polarisée, par les extinctions différentes des minéraux pour chacune des parties de l'ancienne mâcle. Il est évident que l'on a là des feldspaths saussuritisés.

Ces anciens feldspaths baignent dans un assemblage de minéraux de teinte plus sombre et comprenant de la glaucophane dérivant de hornblende verte, de l'épidote, de la zoïsite, de l'allanite, de la chlorite, entre lesquels s'insinuent des feldspaths. Un peu de grenats, de sphène, de pyrite sont disséminés dans la roche ainsi que de la biotite de néoformation. Dans ces zones plus sombres les feldspaths ne se trouvent qu'en nombre tout à fait restreint.

Les *minéraux des feldspaths saussuritisés* ont les caractère ordinaires. On peut les énumérer de la façon suivante : *zoïsite* surtout et *épidote* en grains à contours irréguliers, *chlorite verte*, à basse biréfringence, en rares petites lamelles, *séricite*, au contraire, très abondante, disséminée un peu partout et en très petites lamelles de forme quelconque, *feldspaths* très limpides, à contours nuageux, sans mâcles de Carlsbad, à réfringence plus faible que celle du baume de Canada, *quartz* assez rare, à contours amiboïdes, et assez difficile à distinguer des feldspaths.

Les *minéraux du restant de la roche*, sont surtout ferromagnésiens. La *glaucophane* très polychroïque, bleu lavande suivant ng, bleu violacé suivant nm, jaune suivant n_p, a une extinction de 6° dans le plan g_1. Elle est toujours en petits cristaux, soit isolés, soit accolés les uns aux autres. Quelques-uns, très rares, sont de grande taille. La glaucophane passe, dans une même forme cristallographique, à de la *hornblende verte* à extinction de 19° environ et qui paraît être le minéral primitif. La *zoïsite* et l'*épidote*, toujours en grains, ont quelquefois tendance à se rassembler. Il y a en outre de très beaux cristaux d'*allanite* avec leur polychroïsme énergique, caractéristique. Ils sont toujours entourés d'épidote dont ils sont toujours nettement délimités. La *chlorite* est abondante. Les *feldspaths*, très acides, sont assez rares. De nombreuses baguettes d'*apatite* ainsi que du *sphène* sont disséminés dans la roche. De la *biotite* de néoformation

s'y dispose en éventail, en rosettes. Elle est postérieure à tous les autres minéraux. Elle est toujours très fraîche, très énergiquement polychroïque : *ng* brun verdâtre foncé, *nm* brun verdâtre pâle, *np* brun verdâtre très clair, presque incolore.

Zoïsitite,

Cette roche provient des éboulis orientaux de la Pointe du Clapey. D'un gris verdâtre, très clair, à grain excessivememt fin, indiscernable même avec une forte loupe, elle a un aspect gras et est très dure, compacte et d'une résistance extrême. Au microscope on ne voit que de très petits grains de zoïsite, d'épidote et très peu de quartz et de feldspaths. La zoïsite l'emporte sur l'épidote.

Caractère paléontologique. Différences de faciès.

Je n'ai observé ni fossiles, ni différences de faciès dans la formation des schistes à roches vertes.

Relations avec les terrains sous-jacents.

Dans la partie française de la zone du Petit Saint-Bernard, les relations avec le substratum sont partout tectoniques. La base du complexe est en effet un plan de chevauchement. En Italie, il est possible d'observer le substratum, car il y affleure des gneiss indiqués sur la feuille Monte Bianco. Malheureusement je n'ai pu travailler sérieusement en ce point trop proche de la frontière. Je m'en réfère alors à la note de M. F. Hermann [221] qui dit que le gneiss constitue « trois écailles et un petit affleurement plus externe, dont la plus interne est, çà et là, recouverte de cargneules et quelques marbres, accompagnées de roches vertes inégalement distribuées dans leurs parties hautes ». J'interprète la chose de la façon suivante au point de vue stratigraphique : Le complexe de roches vertes repose sur les gneiss de la Pointe Rousse par l'intermédiaire de Trias.

L'âge de la formation.

La question très intéressante de l'âge du complexe des roches vertes se pose. J'ai montré qu'au-dessus de celui-ci, se trouve une immense épaisseur de calcaires et de calcschistes qui débutent par un conglomérat renfermant des bélemnites, et se terminent par des schistes noirs. On sait, d'autre part, que dans les calcschistes, Franchi a trouvé de nombreuses bélemnites aux environs du col du Petit Saint-Bernard. Le complexe de calcschistes est donc bien liasique.

D'autre part, les roches vertes qui se trouvent toujours au-dessous de ce complexe, n'y pénètrent jamais. Elles forment un niveau constant à la base et reposent sur du Trias au-dessus des gneiss de la Pointe Rousse. Je rappelle que j'ai trouvé, au-dessus des Combettes, une intercalation de cargneules et de dolomies au milieu des phyllades qui accompagnent les roches vertes et je rap-

pelle enfin qu'en certains points elles reposent sur des quartzites que l'on peut rapporter, mais seulement avec doute, au Trias.

Les roches vertes forment donc un complexe qui peut appartenir au Trias, ou à la base du Lias, ou aux deux à la fois, sans que l'on puisse trancher la question, faute d'arguments décisifs.

Si l'on considère la zone du Petit Saint-Bernard comme un prolongement du bord externe de la nappe du Briançonnais, on voit alors les roches vertes prendre la place du Trias des Gorges de l'Arbonne. C'est encore un argument favorable à l'hypothèse envisagée ici.

Le gisement des roches vertes est ici le même que dans la région du Simplon. Ainsi écrit Preiswerk [1] : « Die « Grünschiefer » sind in unsern Gebiet in ihrer Hauptentwicklung auf eine eng begrenzte stratigraphische zone beschränkt. Sie treten stets nahe der Grenze zwischen Kalkschiefern und Trias dolomit auf, entweder in den untersten Kalkschieferlagen oder in den obersten Trias-Bänken ». Ce qui montre que le cas de la nappe de roches vertes du Petit Saint-Bernard n'est pas isolé.

Je relie les sorties de ces roches éruptives en question aux nombreux épanchements de mélaphyres de la zone dauphinoise qui datent pareillement du Trias ou du début du Lias. Les roches vertes et les mélaphyres proviennent, probablement même, du même magma car leurs compositions chimiques paraissent être très semblables ainsi qu'il en résulte de deux analyses, l'une de P. Termier [210-211], l'autre de S. Franchi [212]. Ces mélaphyres avec spilites ou variolites affleurent dans la vallée de la Durance à Avançon, Remollon, Espinasse, Roche Brune et sur le bord méridional du Pelvoux. Ils y forment de puissantes masses intrusives, intercalées entre le Trias et le Lias ou pénétrant en dykes jusque dans le Lias inférieur [2]. On retrouve ces mélaphyres non seulement sur le bord méridional, mais aussi sur la bordure occidentale du Pelvoux. Je cite ici les lignes suivantes de M. P. Termier [3] : « Les mélaphyres du Dauphiné ont couvert une aire très étendue. Ils forment comme un niveau géologique au sommet du Trias ou à la base du Lias Ils se présentent le plus souvent avec des caractères de coulées volcaniques, mais parfois ils sont intrusifs. On connaît de semblables intrusions dans les dolomies du Trias, et d'autres, plus rares, dans les calcaires du Lias inférieur ».

D'autres mélaphyres, occupant toujours la même situation stratigraphique sont connus à Villard-d'Arène, dans le massif du Rocheray, au Sapey, au Mont Vernier en Maurienne, etc. Plus au Nord j'en ai trouvé au même niveau sous la Roche Parstire. Les épanchements de mélaphyres des zones autochtones dauphinoises et cristallines sont donc contemporains de la mise en place de la roche

[1] H. Preiswerk. Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplon Gebietes *Beitræge*, lief. 26, p. 2, 1907.

[2] Notice explicative de la feuille de Gap, 1re édition.

[3] P. Termier. *Le massif du Pelvoux et le Briançonnais*, 1900, p. 8.

verte de notre zone. Ils doivent se correspondre, faire partie d'une même poussée éruptive, sortir d'un même magma, mais dans des conditions différentes de cristallisation.

La puissance des terrains.

La puissance réelle, primitive de ces terrains ne peut être exactement calculée parce que, d'une part, ceux-ci sont plissés sans que l'on puisse déterminer de quelle manière exacte, et que, d'autre part, le substratum est un plan de chevauchement. Les coupes montrent que l'épaisseur peut atteindre 800 mètres au Clapey où ce sont les roches vertes qui déterminent cette puissance ; les schistes ne constituent que des couches peu épaisses ou de minces intercalations.

Rôle tectonique.

La série des roches vertes forme, dans la zone du Petit Saint-Bernard, une base massive, très dure qui a chevauché le Nummulitique de la nappe du Briançonnais. Il faut probablement rattacher à ces faits, l'absence du Trias ordinaire qui, je pense, a dû être écrasé par cette masse de roches vertes. Ce sont les schistes qui ont servi de lubréfiant. Il semble même qu'ils aient joué ce même rôle entre les masses résistantes de roches vertes, très réfractaires à l'écrasement, peu malléables et paraissant s'être, en un grand nombre de points, déplacées les unes par rapport aux autres.

Caractères morphologiques et distribution géographique (Pl. VI, fig. 1).

Les roches vertes ne s'étendent que sur le flanc occidental du vallon du Versoyen et des vallons annexes et dans le massif entre les Echines et Praina. Elles donnent naissance à des montagnes escarpées, déchiquetées, dépourvues de végétation. Le flanc oriental est en général en pente relativement douce, en comparaison de leur flanc occidental, très escarpé, abrupt, souvent vertical. Quelquefois les roches vertes se traduisent par des pitons, tels que le Clapey.

Elles sont abondantes dans les régions de hautes altitudes. C'est pourquoi elles sont le plus souvent recouvertes de neige. Elles forment notamment la Pointe du Clapey (2.619 m.), la Pointe des Rousses (3.015 m.), l'Aiguille de Beaupré (2.802 m.), la Pointe des Veis (3.029 m.), le Mont Miravidi (3.066 m.). Ce sont des masses rocheuses, sèches, sombres, d'un aspect sévère. Les parois rocheuses ont leurs flancs très déchiquetés, aux surfaces irrégulières, diaclasiques. Les éboulis sont toujours abondants. C'est une région sauvage où règne la solitude la plus parfaite.

Comparaison avec la région du Simplon.

J'ai déjà indiqué que les conditions de gisements des roches vertes semblaient être les mêmes que dans la région du Simplon. J'ai cité cette phrase de Preis-

werk [1] : « Die Grünschiefer sind in unserem Gebiet in ihrer Hauptentwicklung auf eine eng begrenzte stratigraphische Zone beschränkt. Sie treten, stets nahe der Grenze zwischen Kalkschiefern und Trias Dolomit auf, entweder in den untersten Kalkschieferlagen oder in den obersten Trias bänken » et un peu plus loin, il a ajouté : « Die Grünschiefer des Simplongebietes sind zum Teil der oberen Trias, zum Teil dem unteren Jura einzuordnen ». Et l'on peut s'en rendre compte facilement d'après les cartes et coupes des ouvrages. Il y a donc à ce point de vue une ressemblance très grande avec notre région puisque les roches vertes se trouvent dans le vallon du Versoyen sous les calcschistes liasiques.

Il y a donc, dans les deux régions, dans les schistes lustrés, deux parties nettement distinctes, l'une basse caractérisée par ses roches vertes et l'autre haute qui en est dépourvue. Les couches sédimentaires de l'une et de l'autre sont très différentes en Tarentaise. Avec les roches vertes ce sont des phyllades et des calcschistes noirs ; au-dessus, des calcaires plus massifs qui débutent par un conglomérat de base. La partie supérieure est liasique ; la partie inférieure, à roches vertes est en grande partie triasique.

Il serait des plus intéressant de savoir jusqu'où à l'intérieur des Pennides cette notion peut s'étendre. Les modes de gisement semblent être également identiques en Tarentaise et dans le Simplon. La coupe du Banhorn que donne Preisverk est, à ce point de vue, caractéristique. Dans les deux régions les roches vertes forment les mêmes bancs, les mêmes lentilles. Il semble cependant que dans le Simplon elles soient moins abondantes qu'en Tarentaise.

IV

LA SÉRIE DES CALCSCHISTES ET DES SCHISTES AU MOINS EN PARTIE LIASIQUES

Caractères lithologiques.

La série superposée à celle des roches vertes, forme une puissante masse de calcschistes et de schistes.

On peut y distinguer :

1° un *conglomérat* dont le ciment est un calcaire noirâtre, parfois très gréseux, ou un calcaire cristallin, verdâtre, largement spathique. Les galets de taille très différente, comprennent des calcaires gris, spathiques, des calcaires violacés et quelques schistes noirs, semblables à ceux qui accompagnent les roches vertes. Ce banc est peu épais ;

2° des *calcschistes* débutant par des assises mal litées. Au-dessus les couches bien stratifiées, sont formées de calcaires gréseux, d'un gris bleu, avec ou sans

[1] H. Preiswerk, Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, 26 Lieferung. Berne, 1907, p. 2.

patine brune, très souvent un peu sériciteux. Ils ne sont pas sans ressembler à certains calcaires du Flysch. Mais ils sont bien moins gréseux et moins bruns. Souvent en gros bancs ils peuvent alterner avec des calcschistes. Il y a également des calcaires gréseux, plus schisteux que les précédents et un peu plus sombres et à patine moins brune, des calcaires non gréseux souvent en plaquettes de 1 centimètre, d'un bleu noirâtre, à surfaces légèrement sériciteuses, enfin des calcschistes noirs.

L'ensemble des couches rappelle celles du Flysch ; mais ces dernières sont plus gréseuses, de teinte plus brune et renferment des brèches et des microbrèches qui font défaut ici. Il est à noter qu'au Châtelard, il y a un calcaire cristallin largement spathique ;

3° *des schistes et des calcschistes noirs* très banaux, en une série moins épaisse que la précédente.

Relation des terrains avec le substratum, puissance des terrains.

Le conglomérat de base semblerait indiquer une émersion soit lointaine, soit en ce point même. Il est trop localisé pour que l'on puisse en tirer des conclusions certaines. Quant à l'épaisseur des calcschistes on peut l'estimer à 1.000 ou 2.000 mètres, déduction faite des plissements. Les schistes noirs ont au moins 200 mètres de puissance.

Caractères paléontologiques, âge des terrains et sédimentation.

Les seuls fossiles ramassés en France sont les bélemnites que j'ai trouvées à la base des calcaires de l'entrée de la Gorge du Charbonnet et dans les conglomérats de la base. Mais en Italie d'autres bélemnites ont été découvertes par Franchi [105, 111, 130, 138] dans les calcaires, près du col du Petit Saint-Bernard, à l'Alpe Verney, près de la colonne de Joux, à Pré Saint-Didier. L'âge liasique ou jurassique de la base de cette formation est donc amplement démontré. La question peut à la rigueur se poser pour la partie supérieure et les schistes noirs.

Si toutes ces formations appartiennent au Lias, étant donnée leur grande épaisseur, il faut les considérer comme une série géosynclinale. La série devient graduellement plus schisteuse vers le haut. L'absence de fossiles ne permet pas d'affirmer si les dépôts étaient bathyaux ou néritiques. Quoi qu'il en soit cette sédimentation contraste vivement avec celle du Lias surtout zoogène de la nappe de l'Embrunais et formé sur une ride géanticlinale.

Caractères morphologiques.

La série des calcschistes s'oppose vivement à celle des roches vertes, au point de vue morphologique. La topographie très simple, est beaucoup plus uniforme et douce. Ce ne sont que des pentes molles, couvertes de pâturages. A la Pointe Rousse, à Lancebranlette, au Roc de Belleface, sur les pentes du Versoyen, cependant, les roches sont mises à nu et donnent une topographie plus rude.

RÉSUMÉ DE LA STRATIGRAPHIE

La stratigraphie de la zone du Petit Saint-Bernard peut se résumer ainsi :

1° gneiss ;

2° Trias surtout développé au Sud et à l'Est, lui et la série des roches vertes s'excluant, sauf en quelques points où de minces lames de quartzites ou de cargneules gisent sous ces roches vertes, ou y sont intercalées :

a) des quartzites écrasés ;

b) du gypse, des dolomies et des cargneules ;

c) des schistes noirs, luisants, avec zones dolomitiques ;

3° une série de roches vertes alternant avec de minces lits de phyllades, de schistes et de calcschistes. Les roches vertes sont des prasinites à pyroxène, des prasinites à hornblende, des amphibolites feldspathiques, des prasinites, des prasinites à grands cristaux de hornblende et à glaucophane, des amphibolites-prasinites à glaucophane et grenat, des glaucophanites à grenats et biotite, de la serpentine.

Cette série très épaisse, comportant probablement plusieurs replis appartient vraisemblablement au Trias ou au début du Lias, comme dans la région du Simplon ;

4° une série de calcschistes et de schistes, composée de :

a) un mince banc de conglomérat dans lequel j'ai trouvé des bélemnites ;

b) des calcaires, en bancs bien lités, semblables à ceux du Flysch, mais bien moins quartzifères et ne renfermant jamais de brèches semblables à celles du Nummulitique. C'est une formation très épaisse à la base de laquelle près du col du Petit Saint-Bernard, S. Franchi a trouvé des bélemnites dont j'ai pu constater l'existence à Bourg Saint-Maurice. Il est donc certain que la base, au moins, est liasique.

c) des schistes noirs.

CHAPITRE VI

TECTONIQUE

Au Sud, le bord externe de la nappe du Briançonnais comprend un synclinal très étiré et qui en quelques points paraît bien symétrique (route d'Aime à Longefoy). Ce synclinal est enserré entre deux masses de Houiller, qui se sont peut-être déplacées l'une par rapport à l'autre, ce que semblent démontrer l'étroitesse et la grande profondeur du synclinal et aussi l'absence à peu près totale des quartzites que je n'ai trouvés qu'à Longefoy et à l'entrée des Gorges de l'Arbonne. Dans la première localité ils sont complètement laminés, dans la seconde des mylonites les séparent du Houiller. Dans les Gorges de l'Arbonne, le synclinal triasique s'élargit brusquement en même temps que les plis s'y multiplient et se soulignent alors par des synclinaux liasiques. On arrive ainsi à la zone du Petit Saint-Bernard formée, plus au Nord, d'un immense synclinal de couches liasiques, avec quelques replis en son centre.

La bande orientale de Houiller borde d'une façon continue le synclinal depuis Aime jusqu'au col du Petit Saint-Bernard. Il n'en est pas de même de la bande occidentale. Au Sud, elle est flanquée contre le Flysch de la nappe de l'Embrunais. A la hauteur du Roignais, elle s'étale en une large nappe s'étendant indistinctement sur le Flysch ou sur les assises de base du Nummulitique et supporte, là, quelques témoins plissés de la couverture secondaire. Ensuite, le Houiller se lamine et disparaît complètement à la hauteur de Bourg Saint-Maurice. A peine disparu il est remplacé par des roches vertes d'âge probablement triasique, déterminant ainsi la zone du Petit Saint-Bernard avec son large développement de calcschistes. On ne peut s'empêcher de faire remarquer que la zone est alors stratigraphiquement dissymétrique, bordée à l'Ouest, par des roches vertes, à l'Est par du gypse et des cargneules et des dolomies.

On a donc, du Nord au Sud, d'abord un synclinal très étroit, très étiré, de Trias entre deux masses de Houiller qui ont fort probablement très violemment joué l'une par rapport à l'autre, puis une zone synclinale liasique, bordée à l'Ouest par des roches vertes, à l'Est par du Trias normal. Ces deux zones font place l'une à l'autre, sans que l'on voie entre les deux de discontinuité apparente.

A Bourg-Saint-Maurice, la zone du Petit-Saint-Bernard est très étroite, c'est que l'on touche, là, sa racine. Mais plus au Nord, elle s'étale largement débordant fort loin vers l'Ouest sur la nappe de l'Embrunais (châlet de Praina, Pointe du Breuil ou Miravidi) laissant même, sous la Pointe de Praina, un lambeau de recouvrement, pincé dans les couches de la nappe de l'Embrunais.

La nature chevauchante de tout cet ensemble, bord de la nappe du Briançonnais, zone du Petit-Saint-Bernard, ne saurait être discutée, elle est trop évidente. Au Sud le Houiller, au Nord les roches vertes reposent sur du Nummulitique. L'avancée presque horizontale du Houiller, percé de deux fenêtres, et reposant, tantôt sur le Flysch, tantôt sur les assises de base du Nummulitique, est très expressive. Le contact du Houiller et du Nummulitique est presque toujours mylonitique. Quelques fragments triasiques s'y trouvent pincés sous forme de très courtes et très minces lentilles laminées. Et entre la zone du Petit-Saint-Bernard et la zone des roches vertes, le chevauchement quoique non apparent, est nécessaire, étant données les différences de faciès de la zone du Petit-Saint-Bernard et de la nappe de l'Embrunais, différences qui se produisent brusquement, sans aucun passage, de part et d'autre d'une ligne de contact anormal.

On peut se demander quels sont les rapports de la zone du Petit-Saint-Bernard avec la nappe du Briançonnais. Il est incontestable, d'abord, que la zone du Petit-Saint-Bernard s'enfonce à l'Est sous le Trias et la bande orientale de Carbonifère de la bande du Briançonnais. Trois solutions sont alors possibles :

1° La zone du Petit-Saint-Bernard est le prolongement du synclinal triasique d'Aime et des Gorges de l'Arbonne ;

2° Elle est un lambeau de recouvrement, pincé entre la nappe du Briançonnais et la nappe de l'Embrunais ;

3° Elle apparaît de dessous la nappe du Briançonnais dont elle serait distincte.

Première solution. *La zone du Petit-Saint-Bernard est le prolongement du synclinal triasique du bord externe de la nappe du Briançonnais.* – En faveur de cette solution militent les remarques suivantes :

D'abord les deux unités tectoniques se trouvent dans le prolongement l'une de l'autre, entre la nappe de l'Embrunais et la bande carbonifère principale de la nappe du Briançonnais. Sur le terrain on ne saurait établir de discontinuité. Ensuite le Lias de la zone à roches vertes, est bien le même que celui de la Cristallière et du Replattet qui se prolonge indiscutablement dans la masse triasique des Gorges de l'Arbonne, appartenant déjà à la nappe du Briançonnais. Et le Lias des Gorges de l'Arbonne est identique à celui du Petit-Saint-Bernard. On aurait donc là, aux environs de Bourg-Saint-Maurice, une réapparition du Lias de Feissons-sur-Salins où il est bien développé dans ce même synclinal, mais avec un métamorphisme nul, ce qui en constitue le seul caractère différentiel.

Mais à cette solution on peut objecter quelques faits. Le plus curieux est certainement le brusque remplacement de la bande externe carbonifère de Plovezan par les roches vertes de Praina ; et la rapidité de ce remplacement est sur-

prenante. D'autre part, sous les roches vertes on ne trouve pas le Houiller qui devrait exister normalement.

A cela on peut répondre qu'il intervient probablement là une question de plasticité. Les roches vertes ayant apparu dans le Trias et peut-être aussi dans le Lias, ont par leur résistance, leur compacité, leur épaisseur, leur brusque arrivée, comprimé le Houiller et le Trias normal lors des mouvements orogéniques, les faisant fuir soit en hauteur, soit en profondeur.

Deuxième solution. *La zone est un lambeau de recouvrement.* — Ces objections non décisives militent par contre en faveur de l'isolement de la zone du Petit-Saint-Bernard que l'on pourrait considérer alors avec P. Termier comme une sorte de réplique du Mont Jovet que l'on regarde actuellement comme un témoin isolé de la nappe des schistes lustrés. Et je dois dire que des courses faites à ce mont, m'ont permis de constater l'identité de succession des deux régions et l'analogie des faciès. On sait qu'au Mont Jovet la série stratigraphique est la suivante : 1° Trias ; 2° roches vertes ; 3° brèches ; 4° schistes lustrés semi-métamorphiques. Dans ces derniers j'ai pu mettre aussi en évidence une partie inférieure, formée de calcaires et de calcschistes et une partie supérieure uniquement schisteuse. C'est, somme toute, ce que l'on trouve dans la zone du Petit-Saint-Bernard. Enfin en faveur de cette hypothèse il y a l'élégance du rattachement à un phénomène général, la nappe des schistes lustrés.

Mais alors si l'on veut considérer cette zone comme un lambeau de recouvrement, il faut admettre qu'il ait été primitivement charrié puis pincé avec une énergie remarquable et puissante jusqu'à le faire ressortir de son étau. Ce qui n'est d'ailleurs pas un argument contraire à la conception de M. P. Termier.

Le fait, que le Lias des Gorges de l'Arbonne et celui du Petit Saint-Bernard, sont en continuité, n'est pas non plus un argument irréfutable contre l'hypothèse du lambeau de recouvrement et n'empêche nullement de le construire.

Troisième solution. *La zone s'enracinerait entre les nappes de l'Embrunais et du Briançonnais dont elle serait distincte.* — La solution qui consisterait à placer la zone du Petit Saint-Bernard entre la nappe du Briançonnais et la nappe de l'Embrunais entre lesquelles elle s'enracinerait, est la moins probable et paraît impossible. Cette solution est suggérée par le fait de la situation tectonique effective entre la nappe de l'Embrunais et la nappe du Briançonnais, au Nord du Versoyen et par le fait que des roches vertes apparaissent là, alors que l'on n'en connaît pas dans les deux nappes en question. Mais, vers le Sud, le Lias de la zone du Petit Saint-Bernard pénètre synclinalement dans la bande triasique de la nappe du Briançonnais de sorte que cette hypothèse doit être écartée.

Il ne reste alors que les deux premières. De fait, comme on peut s'en rendre compte, rien ne s'oppose à l'une ou à l'autre. Aucun argument n'est péremptoire. Il n'y a jusqu'à maintenant que des probabilités.

Le prolongement du Lias de la zone du Petit Saint-Bernard, jusqu'au Trias, des Gorges de l'Arbonne où il occupe une position synclinale me paraît rendre très grande la probabilité de l'hypothèse du rattachement à la nappe du Brian-

çonnais, d'autant plus que dans ce même synclinal on trouve un Lias semblable à Feissons-sur-Salins.

La position frontale de la zone à roches vertes du Petit Saint-Bernard, par rapport à la nappe briançonnaise, suggère immédiatement une homologie avec les plis du Simplon. C'est l'hypothèse à laquelle M. Hermann et moi nous nous sommes arrêtés à peu près en même temps. Le fait remarquable que le Houiller et les roches vertes s'excluent mutuellement, se produit également dans le Simplon. Ce n'est peut-être là, comme je l'ai dit, qu'une question de résistance des roches aux pressions. *Les plis du Simplon deviendraient alors l'équivalent du bord externe de la nappe du Briançonnais* ou zone du Galibier de W. Kilian. Cette idée s'accorde bien avec l'hypothèse que j'ai admise et qui consiste à faire passer la nappe de l'Embrunais entre les plis du Simplon et les régions autochtones, autrement dit à distinguer la zone de Sion, de ces plis du Simplon.

CHAPITRE VII

MÉTAMORPHISME

Le métamorphisme de la zone du Petit Saint-Bernard est aussi certain ; mais comme dans la nappe de l'Embrunais ce n'est qu'un métamorphisme léger.

Ainsi les calcaires, en particulier les conglomérats de la base sont toujours bien cristallisés ; les bélemnites seuls organismes que l'on puisse trouver, sont rendues souvent à peu près méconnaissables tant la recristallisation à été poussée loin. Dans les schistes du Trias les phyllites commencent a bien s'individualiser. Enfin dans les schistes qui accompagnent les roches vertes, la cristallisation est plus grande, la séricite y est déjà en assez forte quantité.

Les grains de quartz n'ont jamais gardé leurs contours détritiques. Enfin les réactions qui se sont produites à l'intérieur des roches éruptives et qui ont ainsi donné naissance aux roches vertes, ne peuvent être rapportées qu'à ce même métamorphisme.

QUATRIÈME PARTIE

PROLONGEMENT DE LA NAPPE DE L'EMBRUNAIS EN ITALIE ET EN SUISSE D'UNE PART ET AU SUD DE MOUTIERS D'AUTRE PART

LA NAPPE DE L'EMBRUNAIS EN ITALIE ET EN SUISSE

L'extension si grande du Nummulitique en Tarentaise m'a conduit à étudier le prolongement de la nappe de l'Embrunais, en Italie et en Suisse. Le problème de la limite du Nummulitique se posait en effet dans ces régions. Jusqu'où s'étend-il vers le Nord et où fait-il place aux schistes lustrés ? Le remplacement latéral à l'affleurement, des schistes lustrés nummulitiques par des schistes lustrés liasiques dans cette zone est une notion communément répandue et que l'on retrouve sous la plume de nombreux auteurs tels que Kilian, Lory, Haug, etc... Elle se présente d'ailleurs à l'esprit de tous ceux qui étudient ce segment de la nappe de l'Embrunais et qui tiennent compte des travaux concernant d'une part le segment français, d'autre part le segment italien et suisse. C'est ce qui m'a amené à étudier et à parcourir, il est vrai très rapidement, la nappe de l'Embrunais dans ces deux régions.

Dans l'esprit de la plupart des géologues à peu près tous les schistes lustrés du segment en question qui se fondent en ceux du Simplon, appartiennent, sinon uniquement au Lias, du moins aussi au Jurassique. J'apporte ici une notion presque entièrement nouvelle : *Les schistes lustrés, du Col de la Seigne à Sion, sont nummulitiques.*

Je ne puis, dans ce court chapitre, mentionner tous les travaux qui ont été faits sur cette portion des Alpes italiennes. Ce qu'il importe de connaître c'est que pour Franchi tous les schistes lustrés appartiennent au Lias [**103, 105, 130, 133, 137, 169**] [1] interprétation que suit Stella [2] sur la feuille d'Aoste. Kilian et

[1] Les numéros entre crochets renvoient aux listes bibliographiques de la deuxième (p. 42) et de la troisième partie (p. 323).

[2] Carta geologica d'Italia al 100.000 feuille 28 Aosta.

Lory [126, 127] crurent cependant un moment, reconnaître, dans le massif du Cramont, du Nummulitique sous forme de brèches polygéniques. Boussac en admit l'existence dans les parties hautes des schistes lustrés, du moins aux environs de la frontière franco-italienne; ce que Kilian et Révil [170, 175] pensèrent à nouveau en 1916; et ce qui fut l'opinion de P. Termier et de W. Kilian en 1920 [176, 177]. Voici ce qu'écrivit enfin E. Haug [188] à ce sujet : Derrière le massif du Mont Blanc « les calcschistes sont certainement en grande partie liasiques et jurassiques, mais il se pourrait que les parties gréseuses appartiennent au Nummulitique, comme en Tarentaise ».

Si les géologues français ont pu très fréquemment varier d'opinion, les italiens ont toujours été persuadés de l'âge liasique de tous ces calcschistes.

La subdivision que j'ai faite dans la masse des calcschistes qui s'étendent entre le col du Petit Saint-Bernard et le col de la Seigne, éclaire tout, mais fait voir les choses sous une autre face. Cette masse de calcschistes comprend, à l'Ouest, le Flysch de la nappe de l'Embrunais indépendante de la zone du Petit Saint-Bernard située à l'Est et entièrement formée de terrains secondaires.

C'est cette portion occidentale que je suivrai jusqu'en Suisse. La nappe de l'Embrunais et la zone des calcschistes du Petit Saint-Bernard correspondent en Italie à ce que les auteurs de ce pays appellent le « synclinal de Courmayeur », et en Suisse aux calcschistes SK de la carte géologique de Gerlach.

Voici les résultats des courses que j'ai faites en 1926 entre la frontière franco-italienne et la Dranse de Bagnes.

Le Vallon du Breuil.

Dans le Vallon du Breuil, tout près du Petit Saint-Bernard, j'ai cherché quelles étaient les limites de la nappe de l'Embrunais et de la zone du Petit Saint-Bernard. Aux environs de l'Alpe Verney affleurent des *calcaires* dans lesquels Franchi a découvert des bélemnites. J'ai pu, moi-même, en recueillir près des chalets de la Balme. Ce sont des calcaires gris bleu ou noirâtres, spathiques, souvent un peu gréseux, en grandes dalles à cachet liasique. L'âge liasique de ces couches ne fait aucun doute, car on ne peut songer à un remaniement de fossiles en des roches aussi peu détritiques. Ces calcaires sont tout à fait semblables à ceux de la série des calcschistes de la zone du Petit Saint-Bernard dont ils sont d'ailleurs le prolongement.

En s'avançant plus profondément vers le N.W. dans le Vallon du Breuil, on traverse des *phyllades et des schistes noirs à « pietre verdi »*. Ce sont les couches de base de la zone du Petit Saint-Bernard, qui renferment dans le flanc occidental du Vallon du Breuil, trois écailles de gneiss, indiquées sur la carte géologique italienne au 100.000^{e}; deux à la Pointe des Rousses et la troisième en face du chalet des Crottes. J'ai donné un très court aperçu de ces gneiss dans la description de la portion française de la zone du Petit Saint-Bernard. Ils sont associés à des micaschistes et à des phyllades.

En pénétrant plus en avant encore dans le Vallon du Breuil, on arrive, un peu avant le chalet des Crottes en face d'une grande paroi ravinée qui en forme le flanc Sud-Ouest. Les couches qui affleurent là, présentent tous les caractères d'un *Flysch* identique à celui de la Tarentaise. On est donc déjà là dans la nappe de l'Embrunais dont la limite interne passerait quelque part au-dessus de ces escarpements. Sous la Pointe Fornet la carte italienne porte deux affleurements de roches vertes que je n'ai pu examiner. Je pense que ce sont là quelques petits lambeaux de recouvrement ; ce qui serait à vérifier.

Cette coupe du Vallon du Breuil est identique à celle de la zone du Petit Saint-Bernard en France.

Coupe du Vallon de Youla (fig. 32).

Je me suis ensuite rendu de Thovez, tout près de la Thuille de Courmayeur, jusque dans le val Veni en passant par le Vallon de Youla. J'ai obtenu la coupe suivante :

1° *Houiller* activement exploité à l'Est de Thovez.

2° *Glaciaire.*

3° *Trias* affleurant derrière le village. Il est formé de gypse assez puissant, reposant sur des cargneules mylonitiques, contenant, outre des débris de dolomie, des fragments anguleux de schistes, des grains de quartz. Ces cargneules riches en éléments étrangers, indiquent une ligne de contact anormal, importante.

4° *Calcaire très cristallin*, blanc, gris ou bleu, rubané, souvent siliceux. Il présente des caractères liasiques.

5° *Calcaires gréseux blancs*, très rarement bruns, avec intercalations très gréseuses, de quartzites, de brèches. Ils forment tout le restant de la colline entre Thovez et le torrent de la Thuille. Ainsi lorsque l'on suit la route de Courmayeur à partir de la Thuille on rencontre successivement : *a*) de gros bancs de calcaire bleu clair, à aspect liasique ; *b*) des lits gréseux avec bancs de brèches écrasées ; *c*) des bancs très gros, calcaires. Ils sont finement bréchoïdes. Ces couches, à leur partie supérieure, sont écrasées et présentent une allure lenticulaire ; *d*) des grès grossiers, en petits bancs alternant avec des schistes ; *e*) des grès grossiers mais un peu moins que les précédents. Ils renferment des bancs de brèches à éléments dolomitiques ; *f*) des bancs de quartzites très durs assez gros. Il y a avec eux des lits de schistes noirs ; *g*) des couches ressemblant tout à fait au Flysch de Tarentaise. Il débute dès que la route passe de la direction N.-S. à la direction sensiblement E.-W.

Il est difficile d'après le seul examen pétrographique, de donner un âge aux couches, n° 4. Elles peuvent tout aussi bien appartenir au Lias qu'au Nummulitique. Les couches n° 6 par contre ont un aspect nummulitique assez franc quoique différent de celui que l'on est habitué à voir en Tarentaise. Je les placerai provisoirement au moins, dans le Nummulitique, parce qu'elles paraissent être en liaison avec des couches identiques au Flysch et parce qu'elles renferment des bancs de quartzites et de grès grossiers que l'on peut assimiler, par

exemple aux couches très gréseuses qui, en Tarentaise, surmontent les brèches dont on pourrait en voir un équivalent dans les bancs de calcaire *a*, *b*, *c*, qui en renferment d'ailleurs de très reconnaissables.

6° Du *Flysch* : En pénétrant dans le vallon de Youla, j'ai observé dans les éboulis du Stretta di Tailloux, des calcaires gréseux bruns, des calcaires gris, jaunâtres, noirs, des calcschistes et des schistes noirs, toutes roches semblables au Flysch le plus typique de Tarentaise. Un peu avant les chalets Montagnoble, elles renferment des brèches. Entre ces derniers chalets et ceux de Peson, il y a des grès grossiers, des calcaires gréseux en gros bancs massifs, en tous points semblables à ceux qui surmontent les conglomérats en Tarentaise. Ils forment, au sein du Flysch, un anticlinal s'ouvrant probablement jusqu'aux conglomérats de la base, car, des brèches sont indiquées là sur la carte géologique italienne au 100.000e.

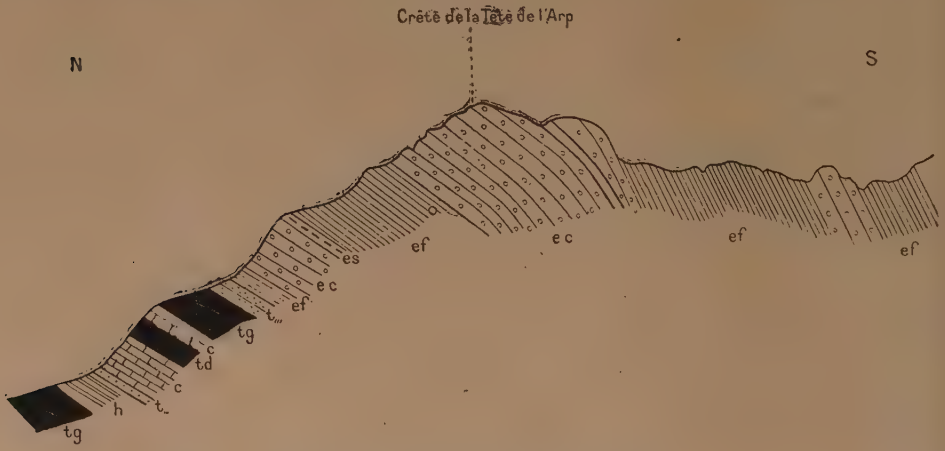


Fig. 32. — Deux coupes prises, celle de droite au col de l'Arp, celle de gauche près du col de Youla.

Houiller, h ; Trias : $t_{,,,}$, quartzites ; **td**, dolomie ; **tg**, gypse ; **Nummulitique : ec**, brèches ; **es**, quartzites fins verts ; **ef**, Flysch ; **Terrain indéterminé : c**, calcaire cristallin gris, triasique ou liasique.

Les pentes du Mont Belleface, du Mont Berio Blanc, de la Tête de Cramont sont toutes formées de Flysch typique que l'on ne peut, en aucune façon, distinguer de celui des Chapieux.

A la bifurcation des chemins du col de l'Arp et du col de Youla quelques brèches semblent se diriger vers le col de l'Arp et ne former qu'une intercalation dans le Flysch. Mais on pourrait aussi bien les considérer comme un équivalent des brèches de base du Nummulitique. Au col de l'Arp et au col de Youla une zone d'écrasement qui descend dans le vallon de l'Arp, leur succède. Elle est constituée par un Flysch noir très laminé : calcaires gréseux bruns, souvent partiellement décalcifiés, schistes noirs.

7° *Des calcaires spathiques, bleus, gris ou noirs, en gros lits microbréchoïdes*

et parfois même bréchoïdes. Ils foment la Tête de l'Arp. Les brèches que j'ai observées là dedans, en allant du col de l'Arp au col de Youla, ne sont pas tout à fait identiques à celles de la Tarentaise. Leurs éléments sont surtout dolomitiques et de petite taille, mesurant de 1 à 2 centimètres au plus, rarement 5 centimètres et baignent, sans se toucher, dans un calcaire spathique noir, associé à des bancs gréseux bruns. Je n'y ai pas vu de roches cristallines. En résumé elles sont loin d'être polygéniques. Toutefois, en certains points, elles se chargent de quartz et sont alors identiques à certaines brèches de la Tarentaise ; et en d'autres points elles prennent l'aspect de celles du col de la Seigne.

En descendant du col de Youla dans le Val Veni on observe sous les brèches de l'Arp (fig. 32) ;

8° du *Flysch* ;

9° des *quartzites fins, verts*, analogues à ceux qui surmontent les conglomérats de Tarentaise ;

10° des *brèches* semblables à celles de la Tête de l'Arp. Souvent ce ne sont que des calcaires bréchoïdes mais souvent aussi ce sont des brèches écrasées, très analogues à celles du col de la Seigne ;

11° des *schistes noirs*, contenant quelques calcaires gréseux noirs, pareils à ceux de la vallée des Mottets de l'autre côté du col de la Seigne. C'est un Flysch écrasé ;

12° des *quartzites* avec schistes verts, du Trias inférieur ;

13° du *gypse* ;

14° des *schistes noirs*, peut-être, triasiques ;

15° un *calcaire cristallin gris*, finement spathique ;

16° des *dolomies* ;

17° un *calcaire blanc*, écrasé, souvent dolomitique ;

18° des quartzites du Trias inférieur ;

19° des *schistes anthracifères* du Houiller. Ce sont les schistes anthracifères triasiques, de la légende de la carte géologique italienne. Ils ont une telle analogie avec le Houiller que je les range dans cette formation, d'autant plus qu'ils affleurent sous les quartzites triasiques ;

20° du *gypse*.

Un peu en dessous de celui-ci, on atteint l'autochtone. Toutes ces observations montrent que la nappe de l'Embrunais ne perd pas ici les caractères qu'elle possède en France et qu'il ne saurait y avoir de doutes sur l'existence du Flysch dans le Vallon de Youla. D'abord les couches du Vallon de Youla prolongent, sans discontinuité, celles qui s'étendent entre le col du Breuil et celui de la Seigne, ensuite il y a trop de ressemblances pour qu'il n'en soit pas ainsi. Si les brèches ont un aspect assez différent, présentant des affinités pétrographiques avec le Lias, c'est que l'on a probablement là un changement de faciès. Je crois qu'elles appartiennent au Nummulitique parce qu'elles semblent liées au Flysch et parce que, d'autre part, elles ressemblent beaucoup à celles du col de la Seigne.

Le Flysch du Vallon de Youla est le prolongement du synclinal du Roignais.

Et ici aussi, le synclinal est bordé à l'Ouest par une série d'imbrications. Peut-être même les écailles inférieures qui comprennent des quartzites et du Houiller, ne sont-elles que le prolongement de l'anticlinal de la Portetta-Combe de la Nova.

Toutes ces écailles se poursuivent vers l'Est où elles passent derrière le Mont Chétif et la Montagne de la Saxe, au moins jusque sous la Tête du Curru. On peut partiellement s'en rendre compte en interprétant les cartes du Monte Bianco et d'Aosta au 100.000e et surtout : « L'esquisse géognostique de la chaîne du Mont Blanc en correspondance du trajet probable du Tunnel » due à Baretti [1]. On y voit en effet que les alternances stratigraphiques sont très nombreuses entre le Mont Brisetta et le Mont Chétif, de même qu'en arrière de la Montagne de la Saxe. C'est là sûrement un régime d'écailles.

J'ajouterai en passant que la carte annexée au travail de Baretti nous donne un aperçu du nombre de plis de la zone autochtone du Val Veni et du Val Ferret et de leur écrasement. M. Baretti ne compte pas moins de six bandes de « schistes allumineux » (le Lias schisteux) et de cinq bandes de « calcaires compacts » (le Lias calcaire), en alternance, entre la montagne de la Saxe et le Mont Frety. Il y a donc dans la zone autochtone toute une série de replis et non un seul synclinal comme on le croyait d'habitude avant les découvertes de Rabowsky.

Vallée de la Dora Baltea entre Courmayeur et Morgex.

Entre Courmayeur et Morgex, on retrouve exactement le même Flysch que celui du vallon de Youla. Ce sont des calcaires gréseux, bruns, micacés ou non, des couches très siliceuses, des microbrèches, des calcaires bleuâtres, clairs, spathiques, des calcaires jaunâtres, roches toutes absolument identiques au Flysch de Tarentaise avec lequel elles sont en continuité parfaite.

A l'Est de Pallensieux il y a de gros bancs massifs de calcaires gréseux et de grès grossiers, comme on en trouve en Tarentaise. Le Flysch proprement dit, s'observe plus en aval dans la Vallée d'Aoste. Vers Dalley, il est plus riche en calcaire, bleuâtre clair, spathique, mais alternant avec des calcaires bruns très quartzeux et très micacés. Au-dessus de Lavancher, ces calcaires gris bleuâtres sont en bancs régulièrement lités, présentant, grosso modo, un aspect identique au calcaire nummulitique de la Ruaz en Maurienne. Un peu plus à l'Est, ce sont des grès, des quartzites un peu calcarifères, à grain fin, en gros bancs alternant avec un peu de schistes. Enfin entre Lavancher et Villan reparaît le Flysch absolument identique à celui de la Tarentaise. Aux environs de Morgex je n'ai pu trouver, entre la nappe de l'Embrunais et la zone houillère, un équivalent de la zone du Petit Saint-Bernard.

[1] M. Baretti, Aperçu géologique sur la chaîne du Mont Blanc avec le trajet probable d'un tunnel pour une nouvelle ligne de chemin de fer. Mémoire publié sous les auspices du comité local d'Aoste, promoteur de la percée du Mont Blanc. 3 pl. Turin, 1881.

Quelle est la continuité, vers le Nord, de la zone de la nappe de l'Embrunais? Nous avons là-dessus des observations de W. Kilian et de P. Lory et de Ch. Jacob.

W. Kilian et P. Lory [126] cherchèrent à raccorder les zones intra-alpines de la Maurienne et de la Tarentaise avec les bandes analogues des Alpes Valaisannes. D'après ces auteurs, le faisceau que l'on peut suivre de Pierre à Voir au Mont Ferret, en passant par le Six Blanc et le chaînon situé à l'Ouest de la Combe de Lâ (Bec Rond, les Echessettes, Clocher de Vouasse) où il est formé de quartzites, de gypses et de cargneules du Trias, de Lias calcaire et bréchoïde et lustré, serait probablement le même que celui qui forme la Montagne de la Saxe et le Mont Chétif (avec le pointement anticlinal de schistes cristallins). Il doit en résulter dès lors une solution de continuité entre les calcschistes des montagnes de la Grande Golliaz et ceux du Mont Ferret qui appartiennent alors à une zone externe.

W. Kilian et Ch Jacob [154] reprirent cette idée du raccordement de la bande du Six Blanc et du Clocher de Vouasse avec la série de la Montagne de la Saxe et du Mont Chétif qu'ils assimilèrent à leur écaille B de la Pointe de Mya et des Pyramides calcaires.

Leur ensemble A qui correspond au synclinal du Roignais et à la zone du Petit Saint-Bernard, forme les massifs du Cramont, du Lasseron, du Bério Blanc (Mont Favre), du Mont Fortin, de la Tête de l'Arp et de la Grande Golliaz et disparaît ensuite au delà du col de Fenêtre.

En réalité, le raccord entre la Montagne de la Saxe et le Mont Chétif d'une part, avec la bande des Clochers de la Vouasse, d'autre part, n'existe pas et le Flysch du synclinal du Roignais qui se poursuit par le Cramont, le Mont Fortin, la Grande Golliaz est en continuité parfaite avec les couches du Mont Ferret.

Coupe du col Ferret aux lacs de Fenêtre.

J'ai observé ce Flysch entre le col Ferret et les lacs de Fenêtre, à l'Ouest du col du Grand Saint-Bernard. Au-dessus des couches schisteuses secondaires de la zone autochtone du Val Ferret, reposent brusquement, sur l'arête S. S. E. du col de Ferret, des calcaires gréseux bruns, en petites plaquettes de quelques centimètres, alternant avec des schistes noirs qui ne sont autre chose que des calcschistes mylonitiques. Il y a, à la base de cette série, un écrasement intense, dû à ce que l'on se trouve là au bord chevauchant de la nappe de l'Embrunais. Cependant des lits de calcaires gréseux ou non sont conservés là-dedans et ainsi que les calcaires gréseux qui se suivent de là jusqu'au col du Ban Darray, présentent une identité remarquable avec toute la série du Flysch de Tarentaise. On ne saurait faire de distinctions. Ce sont des bancs très réguliers de 10 cm., d'un calcaire gréseux, brun, ou noir, ou bleuté.

Dans le vallon de Ban Darray des parties plus résistantes sont mises en relief. Ce sont des calcaires en plus gros bancs, peu gréseux, avec assez souvent des calcaires cristallins finement bréchoïdes. Les éléments de cette microbrèche

peuvent augmenter de taille ; on a alors de véritables brèches dont les galets sont des calcaires, des dolomies et des quartzites du Trias. Ces brèches sont alors en outre souvent légèrement, mais parfois aussi abondamment, quartzeuses et finement micacées. Elles appartiennent, peut-être, à la base de la série nummulitique et seraient remontées au jour, soit à la faveur d'anticlinaux, soit à la faveur de petits chevauchements. Un affleurement de ces roches constitue le Grand Six Blanc, un autre les grands rochers au S. W. des chalets du Mont Percé.

En montant du Plan de la Chaux aux lacs de Fenêtre on marche toujours sur ce même Flysch qui contient des zones de brèches, et qui est séparé du Houiller de la nappe du Briançonnais par un banc plus ou moins discontinu de dolomies très écrasées.

La continuité tectonique que j'ai indiquée, conduit ainsi à une continuité stratigraphique qui, avec l'aspect des terrains, montre que tout cela est bien du Nummulitique. On remarquera au point de vue tectonique que tout ce Flysch repose directement sur l'autochtone du col Ferret. Non seulement toute la série des écailles de la région des Chapieux, du col de la Seigne, du Val Veni, ont disparu tectoniquement de sorte que le synclinal du Roignais chevauche ici directement l'autochtone, mais encore les couches de base du Nummulitique de ce synclinal ont été supprimées.

Valais.

De Champdonne (au Nord de Liddes) à Orsières s'étend un Flysch qui, dans l'ensemble, ne présente pas non plus de caractères différentiels et essentiels. Les calcaires gréseux bruns, souvent micacés, les calcaires gris prédominent toujours. Cependant il semble y avoir, par place au moins, plus de calcaire gris, noir, gréseux et de schistes.

Entre le Houiller et le Flysch il y a quelques couches qui pourraient appartenir à quelque chose de semblable à la zone du Petit Saint-Bernard.

Dans la vallée de la Dranse de Bagnes, entre Sembrancher et Bagnes, on retrouve le même Flysch typique, calcaires gréseux, bruns, micacés et quelquefois microbréchoïdes, des calcaires noirs ou bleus, des schistes. Le tout étant en couches ou en lits de faible épaisseur en général. C'est ce que Sandberg [1] a marqué avec l'indice TL sur sa carte géologique. Ce sont pour l'auteur des schistes lustrés dont l'âge va du Trias tout à fait supérieur au Jurassique moyen. Il faut en excepter, cependant les schistes lustrés de Vernet, à l'Ouest de Vollège, qui sont des schistes noirs tout à fait différents des couches du Flysch et dont ils sont séparés par du gypse, des cargneules, et des schistes verts et violets qui probablement limitent la nappe de l'Embrunais à l'Ouest.

La carte annexée au travail de Sandberg, montre que ces schistes lustrés se poursuivent jusqu'au delà de Riddes sur la rive gauche du Rhône.

[1] C. G. S. Sandberg, Etudes géologiques sur le massif de Pierre à Voir (Bas Valais). *Thèse Fac. Sc. Paris*, série A, n° 23, n° d'ordre 26. Imprimerie H. Bouillant, Paris, 1905.

Tous ces schistes lustrés, CS des cartes géologiques italiennes, KS de la carte géologique suisse (feuille XXII, Martigny-Aoste) forment un ensemble de Flysch depuis la Tarentaise jusqu'au Valais, ensemble dans lequel il n'y a pas lieu d'établir de discontinuité. D'autre part les couches gardent, grosso modo, un même faciès. On peut donc attribuer tout cela au Nummulitique.

Il est à peu près certain que la nappe de l'Embrunais traverse le Rhône à peu près à la hauteur de Sion et qu'elle est représentée, sur la rive droite du Rhône, par la zone des schistes lustrés ou brisés du Valais qui sont charriés sur la plus interne des nappes helvétiques. Son bord externe est partout une ligne de contact anormal. Du Trias représenté par des cargneules, sépare quelquefois les schistes lustrés, des schistes aaléniens des nappes helvétiques. Ces schistes lustrés ou brisés du Valais sont [1] des roches schisteuses, en général calcaréoargileuses, sériciteuses souvent gréseuses. A la base la série est plus calcaire ; mais les calcaires sont toujours très étirés et à surface ondulée. On y distingue de vagues traces de débris d'échinodermes. Des brèches calcaires à éléments triasiques sont fréquentes dans la zone inférieure. D'après M. Lugeon [1] (p. 284 et suiv.), cet ensemble passe insensiblement au Trias et représente vraisemblablement tout le Lias. J'ai montré que, en venant de France, le Nummulitique s'étend jusqu'à la Dranse de Bagnes. Dès lors on peut se demander s'il n'existe pas aussi dans les brisées du Valais et quelle est là sa part et celle du Lias.

Entre le Valais et le Prättigau.

De Sierre à Tourtemagne on ne trouve aucun indice de la nappe de l'Embrunais. Très fortement chevauchée par la zone houillère, elle est donc probablement réduite à fort peu de chose sous les alluvions du Rhône. Que devient la nappe de l'Embrunais ou zone de Sion plus à l'Est ? Pour Kober [183] elle se prolonge dans les plis helvétiques. Pour la plupart des auteurs, elle se confond avec les schistes lustrés du Simplon et du Tessin. Ces deux zones se trouvent en effet en avant de la zone houillère que l'on peut suivre jusqu'au S.E. de Gspon et au N. W. du Matwaldhorn d'après les travaux récents [2].

Il est dès lors tout naturel de les homologuer.

J'ai proposé [200, 201, 204] une autre hypothèse : faire passer la nappe de l'Embrunais en avant des plis du Simplon et du Tessin et l'écraser entre ceux-ci et le massif du Saint-Gothard et sa couverture sédimentaire. Cela s'accorderait alors très bien avec l'âge liasique des schistes lustrés à roches vertes du Simplon et du Tessin, qui s'opposent au Nummulitique de la nappe de l'Embrunais et du Prättigau.

[1] M. Lugeon, Les Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Matériaux pour la carte géologique de la Suisse. Nouvelle série, 30e livraison, IIIe fasc., 8 pl., 1918.

[2] Alf. Werenfels. Geologische und petrographische Untersuchung des Vispertales. *Beitr. zurgeol. Karte der Schweiz* N. F. 26 Lief., 1924.

Walther Staub. Zur Tektonik des Gebirges zwischen Turtmanntal und Simplon pass (mit 1 textfiguren). *Eclogæ geologicæ Helvetic*, vol. XX, n° 2, p. 247, 1927.

Peut-on retrouver derrière le massif du Saint-Gothard quelques éléments pouvant appartenir à la nappe de l'Embrunais ?

Je vais d'abord donner un aperçu de ce qui peut représenter l'autochtone de ce Massif du Saint-Gothard. Et ensuite je chercherai ce qui au-dessous de cet autochtone peut être rapporté à la nappe de l'Embrunais, en avant des schistes lustrés simplontessinois.

L'autochtone est bien développé derrière le massif du Saint-Gothard. Une zone de schistes lustrés, écrasés entre le massif du Saint-Gothard et les plis du Simplon et du Tessin, de largeur très variable, va de Brieg à Ofenhorn, Nufenenpass, Bedretto, Val Piora, Olivone, Piz Terri, Lugnetz, Safien jusqu'au Domleschg.

La partie de cette zone qui confine aux schistes cristallins, est certainement autochtone. Et c'est là que l'on a trouvé la presque totalité des fossiles : bélemnites, ammonites et gryphées, qui sont à peu près absents des véritables schistes lustrés des nappes pennines. Et la série sédimentaire n'est pas sans rappeler la zone dauphinoise ou la série du Torrenthorn comme dans la région du Nufenen, comprise entre le massif du Saint-Gothard et le Griesgletscher et le Val Corno. Dans le Val Bedretto, aussi, les parties les plus profondes de la série stratigraphique rappellent également le Sinémurien et le Pliensbachien du massif du Torrenthorn. On connaît aussi des fossiles dans les schistes lustrés du Val Bedretto, dans les couches voisines du cristallin du Gothard, des bélemnites trouvées à Fontana (à l'W. d'Airolo) par Studer, des radiolaires à All'Acqua (au S.W. de Bedretto) par Preiswerk.

Dans la région du Val Piora, les couches très métamorphisées ont, comme dans la zone dauphinoise, à la base, un niveau calcaire « Kalkglimmerschiefer und Marmor » et plus haut un niveau schisteux « Schwarz graue Granat schiefer ». Au Piz Scopi, le Lias comprend aussi une division calcaire et une division schisteuse : « Echinodermen und Dolomitbracken führende Kalkphyllite » et des « Schwarze Bündnerschiefer ». On y a trouvé de nombreux fossiles.

Les couches situées entre le massif de l'Adula et du Saint-Gothard, forment la suite de celles de Piz Scopi. On y trouve, au bord du massif de l'Aar, de nombreux fossiles. Les gisements de bélemnites du Piz Scopi, du Pizzo Corvo, de dessous le Lago Retico dans le Val di Campo, sous Daegra, du Val Camadra, du Graina Pass, de l'Est du passage situé entre l'Alpe Motterasco et la Graina, du ravin qui descend du Piz Guda, se trouvent tous dans l'autochtone au Nord de la zone triasique, Val Piora-Val di Campo-N. du Piz Guda-Furth.

Il est aisé aussi de se rendre compte approximativement de l'extension de l'autochtone au bord Sud-Est du massif du Saint-Gothard : A l'Alp Nova, il y a liaison entre le Trias de la couverture normale du massif du Saint-Gothard et les schistes lustrés. Près d'Ilanz il y a concordance probablement tectonique entre le cristallin, le Verrucano et les schistes lustrés.

Mais le Verrucano d'Ilanz disparaît à partir de Vrin, et, plus à l'Ouest, il ne reste entre le massif cristallin et les schistes lustrés plus que des Röthidolomit qui eux-mêmes disparaissent. Il y a là un simple décollement de la couverture

du massif. Les schistes lustrés du Piz Mundaun, au Sud d'Ilanz, paraissent encore appartenir à toute cette région.

La limite méridionale de tout cet autochtone paraît pouvoir se suivre de Coire à Peiden, et être la limite septentrionale des Lugnetzerschiefer. Elle passe par Radzuns, à Arasen dans le Safiental, dans le Pitaschertobel. Plus à l'Ouest c'est la bande triasique de Peiden, Furth, Vrin, de l'arête septentrionale du Piz Güda, du Val di Campo, du Val Piora. Dans le Val Piora, les couches jurassiques disparaissent puis se voient à nouveau, plus à l'Ouest, au Lago Ritom. Je ne saurais pour le moment placer une limite dans le Val Bedretto. Par contre R. Echenberg distingue, de chaque côté d'une limite située dans le Val Corno au Nord du Grieshorn et du Bettelmatthorn, c'est-à-dire à l'emplacement du Griesgletcher, au Sud une zone de schistes lustrés et au Nord une série présentant des affinités avec les couches du Torrenthorn.

Plus à l'Ouest encore, la limite doit passer quelque part dans le Rappental jusqu'à Brieg.

Que peut-on rapporter à la nappe de l'Embrunais au Sud de cette limite ?

Peut-être les Lugnetzerschiefer qui sont situés en avant du Pli de Soja. Dans ce cas les schistes du Piz Terri appartiendraient aussi à la nappe de l'Embrunais. Dans le Val Piora, il ne peut être question de retrouver quelques terrains de cette nappe. En effet il n'en existe pas de plus récents que le Trias entre le massif de Lucomagno et celui du Saint-Gothard. Plus à l'Ouest dans le Val Bedretto jusqu'à Brieg, rien ne permet actuellement d'isoler des schistes lustrés appartenant aux plis du Simplon, des terrains que l'on pourrait rapporter à la nappe de l'Embrunais. Et c'est là qu'il faudrait peut-être les rechercher.

En résumé on ne voit que fort peu de terrains pouvant appartenir à la nappe de l'Embrunais entre l'autochtone et les plis simplon-tessinois.

Si donc la nappe passait là, elle aurait été écrasée en arrière du Saint-Gothard comme en arrière du Pelvoux. Je ne présente ces quelques réflexions que comme des hypothèses, peut-être même fragiles.

[1] Je ne puis donner une liste bibliographique des ouvrages à consulter, liste qui serait disproportionnée avec ces quelques pages. A noter en particulier les travaux de P. Arbenz, J. Cadisch, Eichenberger, Frizknecht, Th. Glaser, A. Heim, Jenny, Kopp, Königsberger, Krige, Preiswerk, Roothaan, C. Schmidt, Walther Staub, Steinmann, Studer, D. Trumpy, Werenfels.

PROLONGEMENT DE LA NAPPE DE L'EMBRUNAIS ET DU BORD EXTERNE DE LA NAPPE DU BRIANÇONNAIS AU SUD DE L'ISÈRE

Il est aisé de prolonger la nappe de l'Embrunais au Sud de Moutiers.

Le bord occidental de la nappe de l'Embrunais.

Je vais suivre son bord occidental :

Il est partout très net, et bien indiqué sur la feuille d'Albertville, puis sur la feuille de Saint-Jean-de-Maurienne jusqu'à Crève Tête. Mais au Nord et à l'Ouest du Niélard, la carte semble être erronée. Le chevauchement de la nappe de l'Embrunais passe sous un certain Lias calcaire. Les coupes suivantes que j'ai relevées là avec mon ami E. Roch, le précisent et le rectifient.

Le Flanc occidental du Niélard montre en effet :

1° le Lias calcaire, contenant des fossiles aux abords du Golet.

Il est très nettement à faciès dauphinois.

2° une masse gypseuse ;

3° du Lias schisteux à faciès dauphinois ;

4° des cargneules mylonitiques renfermant divers débris de roches telles que des schistes verts du Trias ;

5° un éboulis, sous lequel doivent se trouver des schistes violets du Trias ;

6° le calcaire cristallin du Niélard.

Et la coupe du flanc occidental du col situé entre le Cheval Noir et la Roche Noire comporte, en effet également, une succession comprenant de l'Ouest à l'Est :

1° du Lias calcaire autochtone ;

2° une grande masse de gypse distribué en chapelet le long des affleurements ;

3° des cargneules mylonitiques, peu épaisses, mais fort belles, renfermant, en quantité, des fragments des schistes qui leur sont supérieurs ;

4° des schistes bariolés le plus souvent violets ;

5° le Nummulitique.

Le Lias schisteux (3) de la première coupe, inconnu dans la nappe de l'Embrunais, la présence constante d'un niveau de cargneules mylonitiques, englobant des fragments étrangers de roches, montrent que le gypse (2) des deux coupes appartient encore à l'autochtone. Le plan de chevauchement passe à la base des cargneules mylonitiques. C'est en somme une répétition de ce que j'ai montré à l'Est du Grand Crêtet, au Nord de l'Isère.

La bande triasique, indiquée par la feuille de Saint-Jean-de-Maurienne s'élargit considérablement plus au Sud et comporte à l'Ouest des gypses t^3 qu'il faut garder dans l'autochtone et à l'Est des schistes verts t^3 appartenant incontestablement à la nappe de l'Embrunais.

Dans la vallée de l'Arc le contact anormal paraît passer à la base des brèches du pont de Villarclément. Et, jusqu'au Goléon, il semble se maintenir ainsi à la base du Nummulitique, reposant tantôt sur le Lias calcaire, le Lias schisteux, tantôt sur les différents termes du Jurassique moyen, Bajocien-Bathonien, Callovien-Oxfordien. Sous le Goléon le contact anormal a été exactement indiqué par W. Kilian et J. Révil [121] et justement interprété au col de la Côte Pleine par J. Boussac [152].

En passant, je crois devoir faire remarquer le chevauchement d'une grande partie de l'autochtone au Mont Charvin, à Villarembert. Il est certainement en relation avec la présence souterraine du massif cristallin de Pontamafray. Ce chevauchement d'une partie des Helvétides mérite une attention beaucoup plus grande que celle qui lui a été accordée jusqu'à maintenant.

A part les quelques corrections précédentes, la limite de la nappe de l'Embrunais telle que je viens de la tracer, est acceptée par tous les géologues.

Il n'en est pas de même de la limite orientale.

Le bord oriental de la nappe de l'Embrunais.

La limite orientale de la nappe de l'Embrunais, avons-nous vu, est le plan de chevauchement du Houiller de la nappe du Briançonnais sur le Nummulitique de la nappe de l'Embrunais, plan de chevauchement que l'on peut suivre depuis la Pointe de Plovezan jusqu'à Granier, Aime, Saint-Marcel. Aux environs de Moutiers sa position est indécise.

Certains auteurs E. Haug, L. Moret font passer le bord de la nappe du Briançonnais, de Saint-Marcel à Brides-les-Bains. Mais entre ces deux points de raccords se trouvent les deux synclinaux liasiques de Feissons, que le bord de la nappe du Briançonnais couperait ainsi obliquement. Cela paraît impossible. Les synclinaux de Feissons-sur-Salins qui appartiennent, au Nord, indiscutablement à la nappe du Briançonnais et qui prolongent le synclinal triasique des Gorges de l'Arbonne, se poursuivent, au Sud, par les synclinaux de Saint-Jean-de-Belleville, de la Grande Moëndaz, du Perron des Encombres, etc. Le bord occidental de la nappe du Briançonnais doit alors se trouver à l'Ouest de ces synclinaux. Or il y a, précisement, un remarquable accident tectonique qui fait, en particulier, chevaucher les terrains liasiques et triasiques de ces synclinaux briançonnais sur le Nummulitique de la nappe de l'Embrunais. C'est l'anticlinal faillé du col du Coin, qui passe au Nord du chalet du Fuz, à la Perrière à l'Est du Niélard, à Villarly et à Fontaine.

Ce contact anormal déjà important parce qu'il fait chevaucher le Trias des synclinaux de Feissons sur le Nummulitique de la nappe de l'Embrunais, l'est encore plus parce qu'il sépare des régions de faciès différents. Enfin il est très peu incliné ainsi que l'indique la sinuosité de ses contours, à la traversée du vallon de la Perrière à l'Ouest des chalets de la Sausse.

Le choix est donc fixé, car c'est le seul contact anormal qui existe à l'Ouest des synclinaux de Feissons. Je vais essayer de faire les raccords vers le Nord :

Près du chalet de Varbuche, au N. du col du Coin, affleure un petit massif anticlinal de quartzites. Il paraît appartenir encore à la nappe de l'Embrunais. Il est en effet recouvert de Flysch, en certains points, et, en d'autres, de schistes violets, semblables à ceux du bord occidental de la nappe.

L'anticlinal faillé du col du Coin, qui limite la nappe du Briançonnais, passe au chalet du Fuz, à la Perrière, à l'Est du Niélard, à Villarly et à Fontaine. Une de ses caractéristiques est de s'ouvrir très profondément jusqu'au Houiller et même jusqu'aux schistes cristallins. Ces terrains avaient été signalés à Villarly. Roch et moi avons pu retrouver le Carbonifère en affleurements assez étendus sur le flanc Nord du Vallon de Dorgentil et au-dessus des chalets du Fuz.

Jusqu'à Fontaine, le bord occidental de la nappe du Briançonnais est très net. Il n'en est pas de même de la région comprise entre Fontaine et Saint-Marcel. La complexité qui règne là, voile tout. De nouvelles recherches sont nécessaires pour déterminer ici les relations de la nappe de l'Embrunais avec celle du Briançonnais.

J'ai fait remarquer, que, *actuellement*, la solution qui *explique le mieux* les relevés géologiques, consiste à considérer le massif d'Hautecour comme appartenant encore à la nappe du Briançonnais. Il serait alors en recouvrement par dessus la nappe de l'Embrunais. Je me hâte d'indiquer que ce n'est qu'une hypothèse de travail qui peut, fort bien, être entièrement controuvée par le moindre examen fait sur le terrain. Ce pointement d'Hautecour, en tout cas, n'est pas sans analogies avec ceux de Houiller et de Cristallin qui percent « l'anticlinal faillé du Coin ». Le Permien de la Chaudanne, le Trias à l'Ouest de Gregny, le gypse du Pradier, les bandes triasiques de la Saucette appartiendraient à la nappe du Briançonnais, alors que le calcaire cristallin de la Pomblière ferait partie de la nappe de l'Embrunais selon l'hypothèse envisagée ici. La présence d'amphibolites, au sein du Trias au rocher de la Chapelle du Breuil, vient singulièrement affermir cette hypothèse, si l'on sait que le bord externe de la nappe du Briançonnais, en renferme en très grande quantité, dans le Vallon du Versoyen. A cette hypothèse on peut opposer le fait que les grès grossiers de la nappe de l'Embrunais, au Nord de l'Isère, se chargent de plus en plus de roches cristallines au fur et à mesure que l'on se dirige vers le Sud, c'est-à-dire vers le massif d'Hautecour. Il est évident que la première hypothèse doit tomber si l'on est en mesure de prouver que les roches cristallines proviennent de ce massif.

Maintenant que j'ai esquissé, aux abords de Moutiers, le bord oriental de la nappe de l'Embrunais, c'est-à-dire le bord chevauchant de la nappe du Briançonnais, je vais le prolonger au Sud du col du Coin. De ce col jusqu'à la Vallée de l'Arc, rien ne permet de le suivre à l'aide de la carte seule. Mais au Sud de Montricher, à Albanne, à Valloire, à Bonnenuit, la superposition du Trias ou plus rarement du Lias, au Nummulitique de la nappe de l'Embrunais, permet de suivre, avec certitude, le plan de chevauchement. Sur la feuille de Briançon, je crois qu'il est encore possible de voir un représentant du bord externe de la

nappe du Briançonnais dans la Roche Olvera et les terrains jurassiques et tertiaires du col du Galibier, chevauchant le Flysch du Pic des Trois Evêchés.

Plus au Sud, écrit M. P. Termier (204), ces « plis isoclinaux du Galibier (Kilian) se prolongent par mes écailles 1, 2 et 3 des montagnes entre Briançon et Vallouise et celles-ci par les grands plis empilés et reployés des montagnes de Guillestre ». Ainsi se fait le raccord avec les régions de nappes de l'Ubaye.

Différences stratigraphiques des nappes de l'Embrunais et du Briançonnais au sud de l'Isère.

J'ai dit plus haut que la ligne de contact anormal était encore soulignée par les faciès assez différents qui règnent de part et d'autre de celle-ci. On pourra s'en rendre compte en comparant le résumé stratigraphique que je vais maintenant donner d'une part, de la nappe de l'Embrunais et, d'autre part, du bord externe de la nappe du Briançonnais.

Dans la nappe de l'Embrunais, le *Trias* est caractérisé par le faciès particulier de schistes violets, verts ou gris, très abondants en particulier à l'Ouest du Pic de Varbuche. Et comme en Tarentaise ces schistes paraissent débuter dès le Trias moyen, ce qui n'exclue pas la présence des autres faciès.

Le *Lias* n'est en général que très peu développé. Il est très probable qu'une grande partie de celui qu'indique la feuille de Saint-Jean-de-Maurienne, doit être rattaché au Nummulitique. Il est le plus souvent zoogène, cristallin, comme au hameau du Bois, au Niélard, à Dorgentil et à la base du massif des Aiguilles de la Saussaz ou du Goléon. Au Niélard il est oolithique par place. Il est pétri de polypiers et a fourni, à 1 kilomètre en amont des bergeries de Dorgentil, d'abondants foraminifères, des polypiers (Calamophyllia ?), des radioles de *Cidaris*, *Pentacrinus* sp., *Magellania (Zeilleria) numismalis Lk.* sp., *Lima* sp., divers lamellibranches, *Nerinea* sp., *Belemnites* sp. E. Roch y a trouvé une ammonite que je considère comme un *Deroceras*.

Au Niélard le calcaire cristallin zoogène est surmonté de gros bancs bréchoïdes avec lesquels il est en relation. C'est, en somme, la même disposition qu'au Nord de l'Isère. Ainsi apparaît l'homogénéité de la nappe de l'Embrunais.

Ces brèches renferment d'après W. Kilian et J. Révil *Bélemnites* cf. *paxillosus* Blainv., *Arietites* sp., *Gryphea arcuata* Lk (citée sous le nom de *Gr. cymbium* par Ch. Lory [1]). Et ces auteurs les attribuent au Sinémurien.

Dans une course rapide que j'ai faite au Niélard j'ai bien observé des gryphées et des bélemnites mais qui étaient incluses, les gryphées en particulier, dans le calcaire zoogène sous-jacent remanié et non dans le ciment de la brèche. Si la généralité des faits que j'ai observés était établie, il faudrait alors considérer les brèches du Niélard comme postérieures au Sinémurien. Il y a donc là un travail

[1] *B. S. G. F.*, c. r. s. séance du 15 déc. 1890. *S. S. I.*, 21 nov. 1890. *B. S. G. F.* (3), t. XIX, p. 608.

stratigraphique intéressant à faire. Les brèches du Niélard seraient alors à rapprocher de celles du massif du Grand Fond.

Il est à noter que d'autres brèches existent aux Etroits du Ciboulet où un *Rhacophyllites diopsis* Gemm. a été trouvé.

Le *Jurassique* n'a été nulle part déterminé. Les marbres rubanés que Boussac [152] (p. 223) attribue avec doute au Jurassique supérieur sont des calcaires laminés. J'ai eu l'occasion de les examiner sur le terrain. De pareils calcaires, véritables mylonites, se trouvent dans un grand nombre de formations d'âge très différent.

Le *Crétacé* n'a été trouvé nulle part. Il n'est pas en effet certain, selon moi, que les marbres en plaquettes de Montricher, appartiennent à la nappe de l'Embrunais.

Le *Nummulitique*. J'ai donné dans un précédent chapitre un aperçu du Nummulitique au Nord de l'Arc qui, considéré dans l'ensemble, est constitué par un épais conglomérat stratigraphiquement surmonté d'un Flysch très puissant.

Au bord externe de la nappe du Briançonnais :

Le *Houiller* est beaucoup plus abondant que dans la nappe de l'Embrunais. En Tarentaise septentrionale il forme la longue bande de Carbonifère du Grand Châtelet. Mais en Tarentaise méridionale il ne se trouve plus qu'en petites boutonnières espacées dans l'anticlinal triasique du col du Coin.

Le *Trias* est surtout remarquable par le faciès schisteux de Villarly, qui semble être cantonné dans la partie supérieure du groupe, et qui est toujours lié à du *Rhétien* fossilifère [1] que l'on ne trouve qu'exceptionnellement dans la nappe de l'Embrunais. Ce faciès de Villarly accompagné de Rhétien, se suit de cette localité, au Pas du Roc. Kilian et Révil [121] (p. 130-131) les signalent près de Valloire, dans le massif du Galibier (p. 167).

Le *Lias* est très développé entre Feissons-sur-Salins et Valloire. La feuille de Saint-Jean-de-Maurienne marque une très large extension de Lias calcaire et de Lias schisteux ; ce qui contraste singulièrement avec ce qui se présente dans la nappe de l'Embrunais.

Le Lias calcaire comprend le fameux calcaire du Perron et de la Grosse Pierre des Encombres où il a fourni une très abondante faune. Des brèches du Télégraphe, à la montagne du Télégraphe près de Saint-Michel-en-Maurienne et près de Saint-Jean-de-Belleville, ainsi que des bancs zoogènes, à Saint-Martin-de-la-Porte, Saint-Michel-de-Maurienne y sont intercalés. Le Lias schisteux qu'indique la feuille, est bien développé contrairement à ce qui se passe dans la nappe de l'Embrunais où il est à peu près inconnu.

Au Sud de Valloire, dans le massif du Galibier, apparaissent grâce à une descente axiale des terrains plus récents :

Dogger. Ce sont des calcaires à entroques et *Mytilus*, des calcaires gréseux

[1] Association que l'on retrouve au Morgon et à Sulens.

intriqués avec la brèche du Télégraphe sous-jacente, et montrant des débris de polypiers, échinides, pentacrines, Ostrea, dents de poissons, etc. Des rascles s'y sont formées en quelques points. Kilian [121] (p. 168 et suiv.) attribue cette formation au Dogger.

Jurassique supérieur. Ce sont des calcaires amygdalaires rouges avec nombreux débris de Bélemnites, d'Aptychus, d'Ammonites. Il y a été trouvé des Pygope appartenant au groupe de diphya plutôt qu'à celui du Janitor; des *Aptychus Beyrichi* Zitt, *Apt. Punctatus* Voltz, *Lytoceras* sp., *Perisphinctes* sp., *Duvalia lata* Blainv. sp., *Hibolites Conradi* Kilian, *Rhynchothentis* sp., *Phyllocrinus* sp.

Crétacé. Ce sont des marbres en plaquettes.

Flysch. Il ne semble pas comporter, à la base, des conglomérats, du moins aussi puissants que dans la nappe de l'Embrunais.

Cette comparaison stratigraphique montre bien que le contact anormal sépare deux régions bien distinctes, l'une, à l'Est, avec des faciès spéciaux que l'on retrouve dans la nappe du Briançonnais où ils sont caractéristiques, l'autre, à l'Ouest, où les lacunes stratigraphiques sont très étendues dans le temps et où le Trias, le Lias et le Nummulitique ont des caractères propres à cette unité tectonique, la nappe de l'Embrunais.

CINQUIÈME PARTIE

APERÇU GÉNÉRAL ET CONCLUSIONS RELATIFS AUX NAPPES DE L'EMBRUNAIS ET DU BRIANÇONNAIS, A LA ZONE DAUPHINOISE ET EN PARTIE AUX KLIPPES DE SAVOIE

TECTONIQUE (Pl. VIII)

En résumé dans le segment des Alpes françaises, compris entre le Mont Blanc et Moutiers, on peut faire les remarques suivantes sur les diverses unités tectoniques :

La *nappe du Briançonnais* se termine à l'Ouest par un synclinal triasique et liasique qui, au Nord de Bourg Saint-Maurice, fait place à ce que j'ai appelé la zone du Petit Saint-Bernard. Cette zone caractérisée par ses roches vertes et ses calcschistes, avait été autrefois confondue avec la nappe de l'Embrunais. J'ai montré qu'elle devait en être séparée et probablement rattachée à celle du Briançonnais. Celle-ci chevauche partout très nettement la nappe de l'Embrunais, ce qui se traduit par une superposition du Houiller au Nummulitique.

La *nappe de l'Embrunais* forme le front des Pennides. Son bord externe fortement écaillé, chevauche, à son tour, la zone dauphinoise par un contact anormal incontestable. L'opposition qui existe entre les écailles entraînées et les masses poussées qui constituent le corps de la nappe, est des plus nettes. Dans le segment étudié ici, les plis sont, vers le Nord, tranchés les uns après les autres par le plan de chevauchement de la nappe, après avoir été successivement transformés en écailles, de sorte qu'il ne subsiste plus, au Nord, qu'une seule unité tectonique entière, le synclinal du Roignais. Le laminage progressif de chacune de ces unités tectoniques externes est certainement dû à la compression énergique qu'a subie la nappe de l'Embrunais, en arrière du Massif du Mont Blanc et du prolongement souterrain de celui-ci vers le Sud ; son effet se fait sentir jusque bien au Sud du Cormet de Roselend.

De plus si l'on examine la tectonique générale on voit que l'on n'a pas une série régulière, s'enfonçant isoclinalement sous la nappe de l'Embrunais. La notion que l'on se faisait de la structure profonde de la nappe de l'Embrunais devra alors certainement être modifiée car les couches sédimentaires ne s'enfoncent pas, sinon aussi profondément, du moins aussi largement sous la nappe du Briançonnais, contrairement à ce que l'on croyait jusqu'à maintenant.

La *zone dauphinoise*, sous la poussée des Pennides, s'est plissée plus considérablement qu'on ne l'avait cru jusqu'ici. Sous l'effet de la même poussée qui a pu donner naissance à des plis couchés dont il ne reste aucune trace sauf à la Roche Parstire, toute la zone dauphinoise s'est décollée du substratum cristallin correspondant ici au massif du Grand Mont qui a formé l'obstacle le plus important à la poussée des Pennides. Ce *Massif du Grand Mont* que l'on peut considérer dans l'édifice alpin comme le prolongement tectonique du Massif du Mont Blanc, a absorbé une quantité énorme d'énergie ainsi que l'indiquent tant les nombreux plis très serrés du versant occidental de ce massif et de la région du lac de la Girotte, que les phénomènes d'écrasement intime des roches et les déplacements microscopiques qui s'y observent et qui, tous additionnés, représentent une absorption très grande de cette énergie. Le massif du Grand Mont a été, en certains points, protégé contre les déformations résultant des phénomènes dynamiques par des intrusions granitiques formant des masses figées, et par la présence de masses de gneiss. En avant, le *synclinal de Beaufort et du col de la Bâthie* représente le prolongement alpin du synclinal de Chamonix. C'est une affaire importante pour la tectonique de la région. Le synclinal de Beaufort marque des lieux de moindre résistance qui ont cédé à la poussée alpine, et sépare les régions orientales sur lesquelles s'est exercée toute la poussée des Pennides, d'une région occidentale qui n'en a subi que les contre-coups. Du massif du Grand Mont, surtout de son flanc occidental et probablement aussi du synclinal de Beaufort et de la Bâthie, la couverture sédimentaire s'est échappée en grands plis, s'étendant sur l'avant pays, mais seulement visibles à partir du Mont Joly.

A l'Ouest, le *Massif du Mirantin*, prolongement tectonique alpin du Massif des Aiguilles Rouges, s'est peu plissé. C'est une partie de l'obstacle cristallophyllien, qui a été épargnée, sa couverture sédimentaire, conservée au Nord de la région étudiée, est tranquille et n'a pas été repliée. Au delà de ce bloc solide, préservé grâce aux ruptures qui se sont produites en arrière de lui, s'étendent les plis de couverture atténués des chaînes subalpines, sur lesquels sont conservés des lambeaux de recouvrement.

On a *rapproché la nappe moyenne des Klippes de Savoie, de la nappe de l'Embrunais*. Mais ses faciès rappellent beaucoup plus ceux de l'autochtone. Aussi est-il je crois préférable de la rattacher aux plis ultrahelvétiques.

J'ai montré que la nappe de l'Embrunais se poursuit dans le Val d'Aoste et en Suisse, entre la masse carbonifère de la nappe du Briançonnais et la zone dauphinoise de l'Allée Blanche et des deux Vals Ferret, sans y perdre ses caractères stratigraphiques, mais en s'y simplifiant tectoniquement. Elle n'est en effet formée que du prolongement de l'une seule des unités tectoniques, le synclinal du Roignais. Elle se continue ensuite par la zone de Sion. Enfin j'ai formulé l'hypothèse suivante : La nappe de l'Embrunais passerait entre les plis simplontessinois et la couverture sédimentaire du massif du Saint-Gothard, en arrière duquel elle paraît être écrasée comme derrière le massif du Pelvoux [1]. Elle réapparaîtrait dans le Prättigau que mon maître E. Haug considérait comme son équivalent. Cette hypothèse s'accorde très bien avec l'âge liasique des schistes lustrés à roches vertes du Simplon et du Tessin, qui s'opposent au Nummulitique de la nappe de l'Embrunais et du Prättigau. Et ceci s'accorde bien avec le fait, que j'ai mis le premier en évidence : Entre la nappe de l'Embrunais et la grande zone carbonifère existe une unité tectonique *indépendante de la nappe de l'Embrunais*, la zone du Petit Saint-Bernard, qui comprend, à sa base, de grandes masses de roches vertes. La situation de cette zone du Petit Saint-Bernard m'a fait supposer, ainsi qu'à M. Hermann, que la zone en question pourrait être un équivalent des plis du Simplon. Il ne faut cependant pas oublier qu'il est également possible d'admettre qu'elle peut être un lambeau de recouvrement, semblable à celui du Mont Jovet [204] [2].

Au Sud de l'Isère on doit retrancher de la nappe de l'Embrunais, la zone du Galibier de W. Kilian et la rattacher à la nappe du Briançonnais. Ses faciès ressemblent, en effet, beaucoup plus à ceux de cette dernière nappe qu'à ceux de la première. Et, en effet, cette zone du Galibier se prolonge, plus au Nord, par les synclinaux liasiques de Feissons-sur-Salins, puis par le synclinal triasique de Longefoy et d'Aime qui se continue jusqu'aux Gorges de l'Arbonne, synclinal que tous les auteurs s'accordent à ranger dans la nappe du Briançonnais. Comme la zone du Petit Saint-Bernard remplace, à l'affleurement, le synclinal d'Aime et de Longefoy, j'ai supposé que tous deux sont équivalents tectoniquement, et que la zone du Petit Saint-Bernard par conséquent représente le bord externe de la nappe du Briançonnais (zone du Galibier de W. Kilian).

Partout en avant de la nappe de l'Embrunais, depuis la Suisse jusqu'à l'Ubaye un contact anormal important souligne le chevauchement sur l'Autochtone. De même depuis la Suisse jusqu'à la Région du Pelvoux, un contact anormal sépare la nappe de l'Embrunais de celle du Briançonnais, ce qui donne à chacune son individualité mise en relief par des différences de faciès.

Que dans la partie orientale de l'Embrunais et de l'Ubaye, le contact de la

[1] P. Termier, La nappe des Aiguilles d'Arves entre le Lautaret et la Vallouise. *C. R. Ac. Sc.*, t. 186, p. 49, séance du 9 janv. 1928.

[2] Les numéros entre crochets renvoient aux listes bibliographique de la deuxième (p. 42) et de la troisième partie (p. 323).

nappe de l'Embrunais avec celle du Briançonnais soit peu saisissable et qu'il ne paraisse pas y avoir de chevauchement entre les deux [1], cela est fort possible, mais ne détruit point pour cela le chevauchement qui existe incontestablement plus au Nord. S'il en est réellement ainsi cela montre, peut-être, tout simplement que la distinction des deux unités tectoniques cesse là et qu'elles perdent leur individualité si marquée au Nord. Il ne s'agit pas dans les constructions alpines de vouloir prolonger indéfiniment les unités tectoniques qui ont certainement un commencement et une fin dans le sens longitudinal. Cette simplification de la tectonique, vers le Sud, semble bien être l'amorce de celle qui a été observée en Corse par MM. P. Termier et E. Maury [2] à savoir que là « les nappes Aiguilles d'Arvès et Briançonnais n'existent pas ou sont fondues dans le complexe pennin ».

En considérant maintenant ces unités tectoniques pennines du point de vue de l'architecture générale, on remarque, qu'en cheminant du Nord au Sud, le bord externe de la nappe du Briançonnais se complique de plus en plus, que les plis s'y multiplient et se chargent de terrains de plus en plus récents. C'est que l'on pénètre dans des parties de plus en plus superficielles. Près des racines en Tarentaise, on se trouve au contraire dans les Basses-Alpes sur la couverture aux multiples replis de cette nappe. La nappe de l'Embrunais reste partout très simple, sauf en Tarentaise septentrionale. Ailleurs elle ne semble formée que par la large zone de Flysch qui s'épanche en une nappe, dans l'Ubaye et l'Embrunais.

STRATIGRAPHIE

Au point de vue stratigraphique on peut faire les quelques remarques suivantes, en considérant séparément chacun des terrains.

Anthracolithique. — Dans la nappe du Briançonnais, le Carbonifère très métamorphisé à l'Est et très peu à l'Ouest, est en général très puissant. J'ai pu montrer qu'il supporte un Permien détritique.

Déjà moins bien développé dans la nappe de l'Embrunais, il l'est encore moins dans les Helvétides. Là ses relations avec le substratum cristallin sont très nettes et se font par une discordance. Il n'en est pas de même dans les Pennides. Quoi qu'il en soit, le Houiller est partout continental. Mais la grande épaisseur, au moins apparente du Carbonifère de la nappe du Briançonnais, s'opposant à celle plus faible des régions autochtones, semble montrer qu'il y a eu commencement de régime géosynclinal. Mais ce serait là un géosynclinal continental [3].

[1] Gubler-Wahl. La nappe de l'Ubaye au Sud de la Vallée de Barcelonnette, 1 vol. in-8, Paris, Jouve, 1928.

[2] Pierre Termier et Eugène Maury. Nouvelles observations géologiques dans la Corse orientale : essai de synthèse tectonique. *C. R. Ac. Sc.*, t. 186, p. 1393, séance du 21 mai 1928.

[3] J'ai déjà employé le terme de *géosynclinal néritique* pour le Flysch. On peut opposer à cela le terme de *géosynclinal bathyal*.

Le *Trias*, on le sait, très développé dans la nappe du Briançonnais, l'est déjà moins dans la nappe de l'Embrunais et se réduit encore plus dans les Helvétides. Dans la nappe du Briançonnais les quartzites font suite insensiblement au Permien. Il paraît en être de même dans la nappe de l'Embrunais. Mais dans la zone dauphinoise, les grès et les quartzites de la base du Trias, peuvent reposer directement et en discordance sur le Houiller ou sur les schistes cristallins. Il y a donc eu entre le Houiller et le Trias des mouvements orogéniques qui datent soit du Carbonifère terminal soit du Permien. C'est ce qui permet d'expliquer l'état si généralement détritique de ce dernier terrain dans les Alpes françaises. L'épaisseur des quartzites de la base du Trias est décroissante de l'Est à l'Ouest. Il résulte de tout cela qu'il y a eu transgression dans cette même direction. Mais quel âge attribuer aux grès grossiers et aux quartzites des Helvétides? Appartiennent-ils encore à l'étage des quartzites du Briançonnais ou sont-ils plus récents? La question n'est pas résolue d'autant plus que certains auteurs décrivent, dans les massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc, un Trias complet reposant sur du Permien.

Les calcaires, dolomies, gypses et cargneules du Trias moyen et supérieur sont très puissamment développés dans la nappe du Briançonnais, mais déjà moins épais dans la nappe de l'Embrunais, au bord occidental de laquelle ils semblent être remplacés par des schistes bariolés. Dans la zone dauphinoise et dans les chaînes cristallines, les calcaires et les dolomies reprennent place, mais avec un développement moindre. Si l'on admet que ces schistes bariolés correspondent, quant à leur mode de dépôt, à ceux que l'on trouve dans le Trias supérieur et que W. Kilian compare à ceux du Keuper, on peut penser qu'il y avait peut-être là un embryon de ride géanticlinale. La question se pose encore pour les Helvétides de savoir si les calcaires, dolomies et gypses appartiennent au moins en partie au Trias moyen. On sait que la Lettenkohle s'est étendue jusque dans le massif du Pelvoux et même jusqu'à Valence, localités où la faune à *Myophoria Goldfussi* est connue, et que le Trias moyen a été trouvé jusque sur la partie autochtone du massif de l'Aar. On peut conclure de cela que la mer du Trias moyen a probablement recouvert le Beaufortin et que par conséquent une partie des terrains en question doit lui être rattachée. Cependant il ne faut pas oublier que la mer triasique est arrivée sur un pays cristallin plissé qui pouvait parfaitement bien avoir été inégalement submergé. De sorte qu'en ce qui concerne l'âge des terrains triasiques des Helvétides, ce qui peut être vrai en un point, peut être faux en un autre. En l'absence de fossiles, on ne peut conclure sérieusement, car les analogies de faciès sont trop trompeuses.

En résumé le Trias représente une série transgressive vers l'Ouest mais sans qu'il soit possible de figurer, d'une manière certaine, l'extension de la mer aux différents étages.

Le Lias. — On sait d'après les travaux de MM. Gignoux [1] et E. Raguin que

[1] *B. S. C. G. F.* (Révision de la feuille de Saint Jean-de-Maurienne au 80.000e. C. R. coll. camp. 1923-1924).

le Lias est bien développé dans la nappe du Briançonnais aux environs du Plan de Nette et du col de la Leysse. C'est un Lias néritique bréchoïde, formé de calcaires noirs avec brèches du Télégraphe, et contenant des bélemnites, des gastéropodes indéterminables, des limes et surtout de nombreuses sections de bivalves, probablement des gryphées. Ce faciès s'oppose nettement au régime géosynclinal des schistes lustrés et illustre bien le géanticlinal briançonnais.

Mais plus à l'Ouest, au bord externe de la nappe du Briançonnais, apparaît à nouveau un faciès plus profond. Le Lias, en effet très épais dans les synclinaux de Feissons-sur-Salins, de Saint-Jean-de-Belleville et du Perron des Encombres, y comprend, comme dans la zone dauphinoise, une division calcaire et une division schisteuse. Quoique, dans la partie inférieure, des brèches et des calcaires zoogènes s'y développent, il semble bien que ce soit un faciès plus profond que dans les régions plus internes de la nappe du Briançonnais.

Le véritable emplacement de la crête géanticlinale correspond certainement à la nappe de l'Embrunais où le Lias est particulièrement néritique et zoogène avec ses calcaires cristallins du type des Etroits du Ciex et du Niélard et ses marbres du type de Villette. Le Lias schisteux y fait complètement défaut.

Plus à l'Ouest, dans la zone dauphinoise, apparaît à nouveau le faciès bathyal et probablement plus profond que au bord externe de la nappe du Briançonnais. Cependant comme je l'ai montré, au Sud du massif du Mont Blanc, dans la région du col du Bonhomme et de Roselend, l'influence du géanticlinal helvétique s'est encore fait sentir.

Les documents concernant la chaîne cristalline manquent. Ce que l'on y voit semble indiquer dans l'ensemble un régime plutôt géosynclinal, qui règne en maître plus à l'Ouest.

Il ressort donc qu'entre le géosynclinal dauphinois et le géosynclinal piémontais s'étend le géanticlinal briançonnais dont la crête principale est située sur l'emplacement de la nappe de l'Embrunais, géanticlinal séparé par un géosynclinal accessoire d'une ride plus interne correspondant au corps de la nappe du Briançonnais, mais sur laquelle on ne peut connaître que fort peu de chose, étant donnée la faible extension du Lias.

L'étude à laquelle je me suis livré en Tarentaise m'a montré que le type du *Lias mixte* de Kilian et Révil, n'existe pas dans la région franco-italienne des cols du Petit Saint-Bernard et de la Seigne. Il correspond en effet au Flysch.

Le *Dogger* est actuellement inconnu dans la nappe du Briançonnais, en arrière du segment de la nappe de l'Embrunais étudiée ici.

Cependant il affleure plus au Sud dans le massif du Galibier où il paraît néritique. J'ai montré que dans la nappe de l'Embrunais, certains terrains, brèches, calcschistes à blocs énormes de roches, peuvent vraisemblablement être rattachés au Dogger. La présence de conglomérats, la grosseur de leurs éléments, révèlent l'existence d'une ride géanticlinale appartenant à la nappe de l'Embrunais comme l'indique la nature des éléments du conglomérat, tous empruntés au substratum.

J'ai également cru pouvoir rapporter au Dogger une série épaisse géosynclinale au-dessus des schistes à miches aaléniens de la zone dauphinoise, série géosynclinale que l'on retrouve dans les chaînes subalpines.

Le *Lusitanien et Kiméridgien* sont inconnus dans les nappes du Briançonnais et de l'Embrunais. Ils correspondent à peu près sûrement à une lacune stratigraphique mais dont il est difficile de déterminer l'extension dans le temps. Ils existent dans les nappes moyenne et inférieure de Sulens, dans la chaîne des Aravis, sous forme bathyale.

Le *Tithonique* a son faciès vaseux, amygdalaire au Plan de Nette dans la nappe du Briançonnais, au bord externe de laquelle il est inconnu en Tarentaise par suite de la forte élévation axiale des plis. Mais on le reconnaît, plus au Sud, dans cette même unité tectonique du massif du Galibier. Il est donc probable qu'il s'y est aussi déposé. Il n'a jamais été trouvé dans la nappe de l'Embrunais aussi bien en Tarentaise qu'en Maurienne, soit qu'il n'y ait jamais existé, soit qu'il ait été enlevé par l'érosion. Je ne le connais même pas à l'état de galets remaniés dans les conglomérats tertiaires de la région étudiée, de sorte que, s'il s'est déposé, il a dû être complètement démantelé avant l'arrivée de la mer nummulitique.

A l'Ouest de la nappe de l'Embrunais, depuis la nappe moyenne de Sulens jusqu'aux chaînes subalpines, le Tithonique est entièrement bathyal.

Le *Crétacé* existe dans la nappe du Briançonnais sous forme de marbres en plaquettes, découverts par E. Raguin [1] et dont l'existence avait été auparavant pressentie par M. Gignoux. Il a dû également se déposer jusqu'au bord externe de cette nappe, car on connaît ces marbres en plaquettes dans le massif du Galibier et en Maurienne.

Par contre le Crétacé, comme le Jurassique supérieur, est totalement inconnu dans la nappe de l'Embrunais, même remanié à l'état de galets dans les conglomérats tertiaires. Mais de la nappe moyenne de Sulens jusqu'aux régions subalpines, il est de nouveau géosynclinal. La présence de grès dans le Crétacé de la nappe moyenne, révèle que, vers l'Est, c'est-à-dire vers l'emplacement de la nappe de l'Embrunais, existait un relief correspondant probablement à l'emplacement du géanticlinal.

Nummulitique. — Au moins à partir du Crétacé, jusqu'au Lutétien, il y a eu émersion. Jusqu'où la mer s'est-elle retirée vers l'Est ? C'est encore une des grandes inconnues actuelles de la stratigraphie alpine. On peut affirmer seulement qu'il y a eu émersion certainement jusqu'au delà de la nappe de l'Em-

[1] F. Raguin, Découverte d'une faune de Foraminifères, très probablement crétacée dans les calcaires hautement métamorphiques du vallon du Paquier près de la Grande Motte (Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXI, p. 726, 1925.

brunais. Si le Nummulitique n'existe pas dans la nappe du Briançonnais en Tarentaise, c'est que l'érosion n'en a laissé subsister aucune trace. Par contre, il est bien développé dans la nappe de l'Embrunais. Son existence était des plus problématiques avant que je n'en aborde l'étude. Il avait été confondu avec du Lias ou du Jurassique. Il est surtout formé de Flysch. La grande épaisseur de conglomérats, à sa base, montre qu'il y avait là un relief important. Ses assises sont de moins en moins détritiques vers l'Est. Les conglomérats diminuent d'épaisseur et se transforment en calcaires microbréchoïdes. De même vers l'Ouest, mais en dehors de la nappe de l'Embrunais, il y a réduction de la clasticité. Dans la nappe moyenne de Sulens, les conglomérats de la base sont encore très épais ; dans la nappe inférieure il n'y a plus que quelques brèches qui manquent plus à l'Ouest. Tout ceci montre que sur la bordure occidentale de la nappe de l'Embrunais existait, avant l'arrivée de la mer nummulitique, un relief accentué qui a pu s'étendre jusqu'à certaines parties autochtones. On ne comprendrait point, sans cela, cette localisation de la grande épaisseur des conglomérats.

Dans la partie italienne et suisse, on a voulu voir un *Lias de type intermédiaire* faisant transition entre le Lias dauphinois et le Lias briançonnais [**134**, **190**], et un *Lias de type mixte* intermédiaire entre le Lias briançonnais et le Lias piémontais [**173** en particulier pl. B entre pp. 114 et 115]. Ces notions régionales doivent tomber, car les types en question ne sont autre chose que du Flysch. On ne peut donc dire que les formations bathyales du géosynclinal dauphinois dans l'un des cas, ou le faciès piémontais, dans l'autre cas, envahissent la nappe de l'Embrunais en Italie et en Suisse.

Les conclusions et suggestions tectoniques auxquelles j'arrive, me font considérer donc que les plis du Simplon appartiennent non au géosynclinal valaisan mais au géosynclinal piémontais, contrairement à ce qu'ont écrit en particulier E. Haug [**190**] et M. Gignoux [**195**]. Cette nouvelle manière de voir s'accorde mieux avec la présence de roches vertes dans le Simplon.

Un *géanticlinal* existe, comme on le sait, entre la zone dauphinoise et le géosynclinal piémontais. Je puis donc apporter quelques précisions sur sa nature. Sa crête principale occupe l'emplacement de la nappe de l'Embrunais, et non celui de la nappe du Briançonnais comme plusieurs auteurs le pensaient et l'ont écrit. La crête géanticlinale se place ainsi au front extrême des Pennides. La nappe du Briançonnais correspond elle aussi certainement à une partie plus élevée que les géosynclinaux dauphinois et piémontais, mais certainement moins saillante que la crête géanticlinale de la nappe de l'Embrunais et dont elle paraît avoir été même séparée au Lias par une dépression correspondant aux synclinaux de Feissons-sur-Salins. Il est donc certain que la nappe de l'Embrunais ne correspond pas à la déclivité occidentale du géanticlinal briançonnais comme on l'avait cru jusqu'ici, mais à la partie axiale, tout comme dans

l'Ubaye. Il est impossible de suivre la crête géanticlinale vers les régions italiennes et suisses parce que les terrains secondaires n'y apparaissent pas. Seul le Flysch paraît exister. Les parties, dures, Lias, conglomérats ont été vraisemblablement trop fragmentées lors de l'étirement de la zone pour être conservées. Vers le Sud, la crête se maintient constamment dans la nappe de l'Embrunais. Quant à la portion géanticlinale de la nappe du Briançonnais elle semble disparaître en Italie car ses terrains y prennent le faciès schistes lustrés

Il est également intéressant de noter que le *métamorphisme* gagne vers le Nord chacune des unités tectoniques considérées. Dans les régions méridionales des Alpes, il est d'abord confiné à la nappe des schistes lustrés. Puis, plus au Nord, il gagne la nappe du Briançonnais. En Maurienne et en Tarentaise méridionale, les assises de la nappe de l'Embrunais ne sont point encore atteintes par le métamorphisme qui débute au Nord de Moutiers et devient de plus en plus intense vers le Nord. Le métamorphisme gagne ainsi des unités tectoniques de plus en plus externes et atteint en Suisse, et peut-être déjà auparavant, même l'autochtone derrière le massif du Saint-Gothard.

SIXIÈME PARTIE

APERÇU SUR LE QUATERNAIRE

Je ne me suis pas livré à une étude détaillée du Quaternaire. Toutefois les relevés de la carte m'ont permis de faire un certain nombre d'observations que je vais exposer sommairement ici.

I

LE GLACIAIRE

Je passerai en revue séparément le glaciaire de chacune des vallées de l'Isère, de Naves, d'Arèches et de Roselend.

La vallée de l'Isère.

Dans la partie de la vallée de l'Isère, comprise sur la feuille de Bourg-Saint-Maurice, on peut distinguer un épaulement supérieur et des vallées suspendues, des replats le long des flancs, des placages de glaciaire dans les vallées secondaires et enfin du glaciaire récent à moraines fort bien conservées. J'examinerai successivement chacun de ces objets.

L'épaulement supérieur et les vallées suspendues.

Dans cette portion de la vallée de l'Isère, comme dans les grandes vallées alpines, aux pentes qui dominent la rivière, succède un large épaulement au-dessus duquel se dressent les sommets déchiquetés de la région. Sur la rive gauche de l'Isère cet épaulement constitue le Plan Peisey, le Plan Bois, couverts de forêts, et la région de pâturages de la Maïta, des Charmettes et de la Cachet. Il est couvert d'éboulis plus ou moins remaniés par les eaux et passant ainsi à des alluvions mais naturellement d'origine toute locale. Sous ces terrains en grande partie très récents git du glaciaire qui affleure notamment aux Michailles et aux Charmettes.

L'altitude de l'épaulement se maintient entre les cotes 1.600 et 2.000 mètres. Au-dessus, se dressent les escarpements de la chaîne de l'Aiguille Grive et des Têtes.

La rive droite de la vallée de l'Isère est plus complexe. Seul l'épaulement de Chanzeline et des Corneilles ressemble à celui de la rive gauche, et encore est-il dépourvu de Quaternaire. Par contre toutes les vallées suspendues de la rive droite semblent lui correspondre.

C'est certes un des points les plus frappants de la topographie que de trouver, au-dessus de la vallée, des hauts vallons latéraux, suspendus et de morphologie assez douce. Chacun de ceux-ci est largement ouvert, couvert de pâturages au-dessus desquels s'élèvent des sommets souvent escarpés et d'où descendent des éboulis Le torrent qui les parcourt, a un profil en pente relativement douce. Les vallons s'arrêtent brusquement à la vallée de l'Isère. Ils sont recoupés par elle. Les torrents alors descendent impétueusement vers l'Isère, se creusant d'étroites gorges. Ces vallées suspendues comprennent la Combe du Nant d'Agôt en amont des chalets de la Combe (1.600 m.), la Combe du Nant de Tessens en amont du Chapieu (1.692), le vallon du Cormet d'Arèches en amont des chalets de Laval (1.600), le vallon du Nant de la Portetta au-dessus des Chezeries, la vallée de l'Ormente en amont de la Chapelle Saint-Guérin (1.600), les parties élevées du bassin de l'Arbonne au-dessus de Chanzeline, du Sécheron (1.800), de Grand ville, du Fort du Truc, le vallon du Charbonnet au-dessus des Echines (1.280), le vallon des Glaciers en amont de Crêt Bettex (1.500), le vallon de la Vacherie au-dessus des chalets du même nom, et le vallon du Versoyen à partir du Plan des Crottes (2.000 m.).

On a donc ainsi au-dessus de l'Isère une très ancienne topographie conservée et qui était arrivée à un degré déjà assez avancé de maturité. Dans la plus grande partie de la région considérée, la limite inférieure de cette topographie correspond à peu près à la limite supérieure, au-dessus de laquelle tout a été laissé en pâturages parce que les pentes sont beaucoup plus douces.

Je ne puis m'empêcher de citer ici les anciennes observations de Brochant de Villiers [8] (p. 333) qui le premier distingua dans la vallée de l'Isère un « plateau » qui lui « paraît indiquer deux époques de creusement dans l'intervalle desquelles l'action des eaux sur leur lit était presque nulle. Il y a des vallées où on pourrait assigner un plus grand nombre d'époques, mais plus ordinairement on n'observe que deux ordres d'escarpements ».

Les replats de la vallée de l'Isère.

De nombreux replats apparaissent dans la vallée de l'Isère dont quelques-uns furent mentionnés par W. Kilian [116]. Ils ont une disposition assez régulière, due à l'homogénéité pétrographique de la vallée. Ils s'étagent en trois principaux niveaux très discontinus, il est vrai, interrompus par les torrents qui ont mis à nu le substratum carbonifère. On a alors, pour un même épaulement, une succession de replats de Quaternaire, couverts de pâturages dans les parties élevées, ou cultivés et supportant alors fréquemment des villages ou des

hameaux dans les parties inférieures, formant ainsi des îlots au milieu des forêts d'épicéas qui recouvrent le Houiller.

Un premier niveau comprend les replats des Granges (alt. moy. 1.280 m.)' au-dessus de Montrigon, des Granges et du Chenal (alt. moy. 1.200 m.), du Bérard (1.200 m.), de Montvenin (1.160 m.), du Martorey (1.160 m.). On peut leur rattacher également celui de Montorlin (1.060 m.).

Le second correspond aux replats de Montrigon (alt. moy. 1.000 m.), de Hauteville-Gondon et la Chal (920 m.), de la Chapelle-Sainte-Claire au-dessus de Landry (980 m.), du Grand Rochet (890 m.).

Le troisième est formé par du glaciaire qui affleure très peu au-dessus du niveau de l'Isère, à l'Est de Bourg-Saint-Maurice, au Villard au Nord de Landry.

Une semblable disposition du glaciaire se retrouve sur le flanc droit de la vallée de l'Isère.

Là, le premier niveau comprend les replats de la Thuille (alt. moy. 1.300 m.), des Chapelles (1.280 m.), de Piccolard (1.240 m.), de Valezan (1.160 m.). On peut, peut-être, lui rapporter ceux de la Côte d'Aime (1.000 m.) et du Noyeray (900 m.) au-dessus d'Aime.

Le second est formé des replats, de sous la Thuille, du Parchet (1.040 m.), de Fendaille (1.100 m.), de Villarivon (1.100 m.), du Villard (1.000 m.).

Le troisième se suit d'une manière continue depuis le Villard de la Rosière, Vulmis jusqu'à Bonconseil et Bellentre comme l'avait déjà remarqué W. Kilian [116] [1] : Cette banquette, dit-il, « accuse une pente vers l'aval notablement plus grande que celle du Thalweg actuel de l'Isère dont elle se rapproche progressivement ». A Vulmis elle est à 1.000 mètres (200 m. au-dessus de l'Isère), à Bonconseil à 800 mètres (60 m. au-dessus de l'Isère) et à Bellentre à 760 mètres (50 m.) au-dessus de l'Isère.

Les replats des Chapelles et de la Thuille ont été attribués par P. de Girardin [135] au Stade de Würm et le niveau de Vulmis-Bonconseil au stade de Bühl.

Girardin a observé « une ancienne moraine latérale du Glacier de l'Isère » admirablement conservée et tranchée par le torrent de l'Arbonne. Sa hauteur est de 25 mètres. Elle est à rapporter ainsi que les dépôts situés plus en aval au stade de Gschnitz qui venait se terminer dans le bassin d'Aime, butant sur les barres calcaires de Villette et de la Chapelle-Sainte-Anne. C'est aussi l'opinion de W. Kilian et J. Révil [175]. Mais R. Blanchard [174] fait remarquer qu'il n'y a aucune raison d'attribuer ce stade d'Aime à celui de Gschnitz plutôt qu'à un autre.

Les collines de Villette constituent un verrou. Et s'il en est ainsi c'est que le calcaire cristallin a bien joué un rôle prépondérant dans la formation de celui-ci, contrairement à ce que pense P. de Girardin. C'est le terrain le plus résistant de la région. Aussi n'est-il pas étonnant que l'érosion glaciaire l'ait épargné plus que le Flysch qui affleure en amont et en aval et qui est incontestablement plus délitable que les calcaires liasiques.

[1] Les numéros entre crochets renvoient à la liste bibliographique de la nappe de l'Embrunais, p. 42.

De même les collines du Châtelard forment un second verrou en amont de celui de Villette. Le Flysch est mis en saillie par rapport au Houiller. Il est certain que là aussi la nature des terrains a joué un rôle prépondérant.

W. Kilian a déjà signalé l'épigénie du Saut de la Pucelle. L'Isère au lieu de poursuivre un chemin facile, soit par le passage Sud du Châtelard, soit par la dépression de la route nationale, a scié le Flysch en une profonde gorge aux parois verticales. C'est un remarquable exemple de surimposition.

En résumé on voit que de chaque côté de l'Isère s'étagent trois niveaux principaux de replats dont les altitudes moyennes sont à peu près les mêmes de part et d'autre de la rivière. Il faut toutefois constater que le Quaternaire de ces divers niveaux se rejoint, que les galets striés n'y sont pas toujours très fréquents. Mais aux environs de Montorlin de Montchavin le substratum dénudé de ces replats montre des stries glaciaires.

L'existence de niveaux glaciaires intermédiaires qui existent ici, ainsi que des placages raccordant deux niveaux différents, ont été également observées dans les Pyrénées par Ch. Jacob et M. Casteras. On peut se demander ici, comme l'ont fait les auteurs précités, s'il ne faut pas songer à un creusement continu, avec des phases séparées par des arrêts relatifs dans le creusement, correspondant à de vraies périodes glaciaires au sens classique du terme et entre lesquelles il n'y aurait pas d'évacuation interglaciaire [1].

Le glaciaire des vallées secondaires.

De très nombreux placages de glaciaire, très étendus et très puissants en certains points, recouvrent le flanc et le fond des vallées secondaires. Le plus important de ceux-ci est celui du cours inférieur de l'Ormente et du Nant du Cormet d'Arèches. Il descend jusqu'au niveau de l'Isère. Les autres affleurements de glaciaire restent en général suspendus au-dessus de la vallée de l'Isère.

Le glaciaire récent des sommets.

Le glaciaire qui a conservé le plus de fraîcheur, est celui que l'on trouve près des sommets. Il est en effet encore le plus généralement pourvu de ses moraines terminales. C'est assurément un glaciaire récent.

Dans le vallon du Nant du Cormet d'Arèches une moraine terminale est visible en amont des chalets du Cormet. Dans le vallon de l'Ormente une épaisse moraine est entaillée par la rivière en aval de la Chapelle-Saint-Guérin, d'autres correspondant à un stade plus récent, se retrouvent d'une part aux chalets de la Balme, d'autre part sur le plateau du lac de la Portetta.

Dans la vallée du Versoyen, le vallon de Beaupré est encombré de moraines très récentes échelonnées les unes derrière les autres et s'étendant jusqu'à la cascade de Beaupré. A l'Ouest du Plan des Teppes, une très petite moraine est

[1] Ch. Jacob et M. Casteras. La morphologie des Vallées luchonnaises. Leur aménagement et leur protection contre les dégâts dus aux transports par les inondations. *Bull. Soc. Hist. nat. de Toulouse*, t. LVII, p. 48, 1928.

conservée. Dans le vallon du torrent des Glaciers une moraine terminale forme la Combe de la Nova en face des Chapieux Derrière. Des moraines plus récentes l'encombrent au pied de la Pointe de Pralognan, d'autres descendent de la Pointe de la Rossa et de la Brèche de Parozan.

Enfin de chaque côté de la chaîne de l'Aiguille Grive-les Têtes, toute une série de niches se terminent par des moraines de névés, passant aux moraines glaciaires.

Dans les vallées tributaires de l'Isère, il y a donc du glaciaire très récent qu'il est difficile de dater d'une façon précise. On peut au moins y distinguer deux stades de retrait.

Vallon de Naves.

Le haut vallon de Naves n'est pas encore complètement atteint par le rajeunissement qui se fait sentir plus bas, ou latéralement, dans le vallon de la Grande Maison. Il est occupé par des dépôts glaciaires, formant au moins trois niveaux étagés les uns au-dessus des autres. Le *niveau inférieur* comprend un replat cultivé et visible à Grand Naves (1.300 m.) et à Naves-Fontaine (1.200 m.). C'est un glaciaire très puissant comme on peut en juger d'après les ravinements de cette dernière localité. A ce village et à Ronchat il renferme une très grande abondance de roches vertes. Il faut donc qu'au moment de leur dépôt, les glaciers aient passé par dessus la nappe de l'Embrunais ou qu'ils aient reflué de l'Isère vers l'amont.

Le *niveau moyen* forme un replat très étendu, couvert de pâturages comprenant le Grand Plan (1.600 m.) et qui s'étend jusqu'aux chalets de la Bataille (1.900 m.). Le glaciaire très épais mesure au moins 250 mètres.

Les flancs de ces deux replats présentent de très nombreux galets striés, arrondis et polis, alors que les surfaces ne montrent que de nombreux blocs anguleux, très gros, souvent énormes. Ce sont des moraines de fond.

Le *troisième niveau* le plus élevé et le plus récent a gardé ses moraines frontales qui sont d'une fraîcheur remarquable. Il est superposé au glaciaire précédent et adossé aux pentes de la chaîne du Quermoz et de la Bagnaz. Les cailloux striés y sont rares parce qu'il n'a pas cheminé sur de grandes distances.

Les moraines sont notamment bien visibles aux chalets de la Bataille et de la Chaumière.

Vallons d'Arèches et de Treicol.

Le vallon d'Arèches est peu riche en dépôts glaciaires. Il est à noter celui du lac des Fées qui se termine par une moraine.

Il y a un glaciaire très important et très puissant en aval des chalets de Treicol. Il avait été considéré par M. Bertrand comme un dépôt dû à un vaste éboulement provenant de la chute de pans entiers de la montagne.

A l'Ilaz ces couches occupent tout le flanc droit du vallon, depuis l'altitude de 1.510 mètres jusqu'à celle de 1.840 mètres. On les retrouve donc sur plus de

300 mètres de hauteur. Ce qui frappe d'abord, c'est la grande abondance de blocs énormes, anguleux, de brèches, blocs qui peuvent atteindre la dimension d'un chalet. On les voit parsemés ou quelquefois très abondants sur le replat que forme ce Quaternaire à sa partie supérieure. C'est ce qui avait probablement fait supposer que l'origine de ce dépôt était un éboulement. En examinant de près la chose, on voit que nulle part ces gros blocs ne forment épaisseur. Partout en profondeur on trouve du glaciaire certain avec ses cailloux striés. Il est vrai que quelques-uns de ces gros blocs sont également parsemés sur e flanc du glaciaire le long duquel ils sont descendus depuis le replat. Ceux que l'on trouve à l'intérieur même du dépôt sont arrondis.

Le replat se suit sur une certaine longueur et est divisé latéralement en deux étages situés l'un au-dessus de l'autre, et présentant avec tous les caractères précédents, tous les aspects de moraines latérales, très bien conservées.

En aval le glaciaire s'étend jusqu'au col du Pré. En amont il fait place à un stade plus récent dont les moraines frontales ont gardé toute leur fraîcheur. Trois de celles-ci sont conservées près du chalet de Presset, une autre plus en amont près du chalet du Coin. Enfin d'autres encore plus récentes accompagnent chacune un petit lac l'une au Nord du col du Coin, l'autre au Nord de la Grande Parei.

Du glaciaire récent avec moraine terminale, descend d'une part du col de Bresson, d'autre part de la Pointe de Précettes. Il avait été également confondu avec des éboulements. L'aspect de la surface des dépôts le suggère bien. Mais lorsqu'on peut les atteindre en profondeur on y trouve des cailloux polis et striés.

Vallon de Roselend.

Du glaciaire s'est également déposé aux environs immédiats de Roselend. Il est peut-être l'homologue de celui du vallon de Treicol ou peut-être même plus ancien. Deux moraines plus récentes, situées l'une derrière l'autre, dominent le Plan de la Loi et avaient été confondues avec des éboulements. Enfin des stades de retrait plus récents encore avec lacs morainiques, sont cantonnés tout à fait au fond du Vallon de l'Arpire.

Le verrou des vallons d'Arèches et de Roselend.

En amont de Beaufort se trouve un superbe verrou glaciaire. Il est profondément entaillé par le Doron en une gorge aux parois abruptes. Sa surface est partiellement couverte de glaciaire, et en maints endroits polie et striée. Ce verrou est incontestablement dû à la présence du culot granitique plus résistant que les schistes cristallins encaissants.

D'autres verrous glaciaires existent dans le haut vallon de Roselend en amont des Tines, dans le vallon de Poncellamont à la Chapelle-Saint-Guérin, et à la Culoz dans le vallon de la Gitte. Ils sont en schistes cristallins auxquels s'ados-

sent, en contre-bas et au S.E., des assises liasiques plus tendres, schisteuses et calcaires.

Nul doute ici que l'existence de tous ces verrous ne soit commandée en premier lieu par la différence de résistance des roches aux agents d'érosion glaciaire. La coïncidence est frappante. Il en est ainsi à Villette.

En amont de chacun d'eux, les roches ont été surcreusées et remplies de dépôts quaternaires, en particulier d'alluvions déterminant en avant de tous de petits bassins à fond plat (bassin d'Aime, de la Chapelle-Saint-Guérin, de la Culaz du Nant de Roselend, de la Culaz du torrent de la Gitte.

II

LES ALLUVIONS, CONES DE DÉJECTION, ÉBOULIS

Les *alluvions* proprement dites ne sont abondantes que dans la vallée de l'Isère. Elles sont toutes récentes. Il est possible, cependant, que sous le glaciaire de Bellentre et de Bonconseil, il s'en trouve de plus anciennes.

D'autres alluvions récentes importantes s'étalent entre les Chapieux et Crêt Bettex.

En général elles n'ont pu se déposer que tout à fait secondairement.

Les *cônes de déjection* par contre sont très développés en particulier dans la vallée de l'Isère. Les plus importants sont ceux du Reclus et de l'Arbonne. Ce dernier s'étale largement au Sud de Bourg-Saint-Maurice qu'il a enseveli plusieurs fois. L'Arbonne est en effet un torrent redoutable qui a entravé depuis fort longtemps le travail des hommes. Ainsi d'après Alexis Billiet [1], « une inscription qu'on lit encore aujourd'hui au moins en partie sur un mur de l'église du Bourg-Saint-Maurice, nous fait connaître qu'en l'an 162 ou 163 de l'ère chrétienne, l'empereur Lucius Verus, conduisant une armée romaine à travers le pays des Centrons, fut arrêté près du Bourg par l'impétuosité des torrents, *cumulo torrentum* ; il y fit construire une digue, *innocentem alvum reddidit molibus pluribus positis* ».

En 1636, l'Arbonne détruisit la plus grande partie du village ensevelissant l'église dont il ne restait du clocher plus que deux fenêtres l'une sur l'autre, le tout étant ruiné, ensablé et couvert de pierres. Sur la rive gauche sur le territoire du quartier du Bourg, ses débordements ont envahi tout l'espace compris entre son lit ordinaire et la ville et ont détruit 14 maisons. Enfin sur la rive droite, territoire du quartier de Vulmix, le torrent avait inondé tout le terrain cultivé et détruit 38 maisons.

En 1732, le 30 septembre, l'église de Bourg-Saint-Maurice et une partie de la ville furent à nouveau ensablées.

[1] M. Alexis Billiet, Notice historique sur quelques inondations qui ont eu lieu en Savoie. *Mém. Ac. roy. de Savoie*, 2e série, t. III, p. 143.

Avant 1636, l'Arbonne passait par Orbassy, à 1.200 mètres en aval de son confluent actuel.

Tous ces cônes de déjection jouent un grand rôle dans l'économie de la région. Ils sont tous cultivés et transformés en gras pâturages, en pommeraies, en noyeraies. Presque tous les villages du bas de la vallée sont bâtis sur un cône de déjection : Seez, Bourg-Saint-Maurice, Hauteville-Gaudon, Landry, Sangot, Macot, Aime, Villarolland.

Les *éboulis* sont trop nombreux pour qu'on puisse les citer. Ils sont en général tous situés près des sommets ou dans les parties élevées des vallées. Ce sont des éboulis francs. Dans les régions moins élevées et en particulier sur l'épaulement supérieur ce sont des dépôts ayant des caractères intermédiaires entre les éboulis et les alluvions, qui ont subi non seulement l'influence de la seule pesanteur mais aussi celle de l'eau. On peut se demander si pour une grande partie, ce ne sont pas des *sols de nivation*.

En Tarentaise les phénomènes de *solifluction* sont très nombreux (Combe de la Nova, etc.).

III

GLISSEMENTS, ÉBOULEMENTS

Il y a de remarquables glissements de terrains dans la région étudiée ici.

Le plus important est celui du Houiller des Gorges de l'Arbonne. La dissolution du gypse qui s'enfonce sous le Houiller en est cause. Elle est elle-même due pour la plus grande partie à l'Arbonne elle-même. Il se forme ainsi un appel vers le bas, déterminant des « loupes de glissement », bien visibles dans la topographie. L'une d'elle, énorme, suit la crête de Vulmis à Chanzeline jusqu'en face des Rottes. Il semble que certaines des inondations qui ont eu lieu entre 1600 et 1636, ont eu comme cause au moins accessoire, de semblables glissements. Ainsi en témoigne le rapport suivant de l'époque [1] :

« Le 13 du mois d'août, désirant voir d'abord le lieu où le torrent d'Arbonne prend sa source, ils (le Seigneur Lambert délégué par la Chambre des comptes, et une suite de plus de vingt personnes) sont montés par Vulmix, le Poiset et la Thuile jusqu'à la montagne du Chantel. Ils virent de là l'immense ravin que les eaux avaient creusé de temps immémorial, appelé le Pissieux ; *ils observèrent dans ce terrain argileux de nombreuses crevasses qui faisaient craindre de nouveaux malheurs à l'avenir* [2] ; ils remarquèrent aussi que le canal qui fournissait les eaux d'irrigations aux villages de Vulmix et de la Thuile était rompu en plusieurs endroits de manière qu'il serait presque impossible de le rétablir ».

[1] *in* Alexis Billiet, *loc. cit.*
[2] C'est moi, H. S., qui souligne.

Ces loupes de glissements sont toujours en mouvement ainsi que le témoignent les fissures fraîches.

J'ai déjà attiré l'attention dans le chapitre concernant la description des Gorges de l'Arbonne sur tous les dangers que celles-ci présentent.

Une loupe de glissement de grande taille, mais à déplacement moindre, s'observe en amont des Chapieux, dans le Flysch du Vallon des Glaciers où il y en a également de nombreuses autres mais de bien moindre dimension.

A l'Ouest de la Roche à Thomas, des glissements remarquables sont révélés par les interruptions que présentent le Trias.

Tous bien que fréquents dans le Flysch et surtout dans le Houiller ne le sont toutefois pas autant que dans le Lias schisteux, dans ce cas, en effet, ils passent très fréquemment aux *coulées de boues*.

Les *éboulements* de pans de montagne qu'il serait préférable de nommer *écroulements* — ce qui permettrait de réserver le nom d'éboulement à la formation des éboulis — ne sont que de faible importance même dans la chaîne de la Portetta-Grand Fond où ils sont les plus nombreux.

IV

TOURBIÈRES ET DÉBOISEMENT

Les Tourbières sont nombreuses en particulier dans les régions élevées. Je citerai celles des Molliès (Montagne de Tessens), du Cormet d'Arèches, du Cormet de Roselend, du vallon de l'Arpire, de la Combe de la Nova, du chemin du col de la Seigne, entre les Mottets et ce col, etc. En de nombreux points comme au Cormet de Roselend, dans la Combe de la Nova, à la Grande Berge, elles renferment des troncs d'arbres. Ce qui montre que la végétation forestière s'étendait autrefois sur la région des pâturages. Il est clair que ces régions ont été déboisées. La limite des forêts suit trop fidèlement les contours des massifs cristallins et des terrains sédimentaires (Vallon de Roselend, de Poncellamont, Vallon de la Grande Maison), ou du terrain Houiller et du Glaciaire (flanc gauche de la vallée de l'Isère) elle suit également trop fidèlement la limite des pentes abruptes de la vallée de l'Isère et de l'épaulement supérieur (Villette, Tessens, Granier, etc.), pour qu'il n'en ait pas été ainsi.

D'autre part, des bouquets d'arbres sont conservés en plusieurs points dans la région des pâturages (Chapieux, près du Cormet d'Arèches, Roselend, Les Têtes) et dans ces conditions il paraît bien que tout ce qui se trouvait entre la limite supérieure naturelle des forêts (2.000 à 2.200 m. suivant les expositions) et la limite actuelle a été coupé par la main de l'homme pour *l'extension* des pâturages.

V

TUFS. SOURCES MINÉRALES

Les tufs sont peu nombreux et peu étendus. Les principaux se trouvent à Saint-Germain (Vallon du Reclus), aux Boschères (près de Bourg-Saint-Maurice), à Treicol, aux Terreaux (à l'Est de Naves).

Les sources minérales sourdent presque toutes, du plan de chevauchement de la nappe de l'Embrunais. La plus connue est celle des Mottets qui est saline et ferrugineuse. Une source ferrugineuse abondante existe un peu au S.W. du Cormet de Roselend, et une autre de même nature au S.E. de Treicol. Le plan de chevauchement livre également passage à de grosses sources non minérales, Lac des Fées, les Terreaux (Est de Naves).

A l'intérieur de la nappe de l'Embrunais il faut citer les eaux bien connues de Bonneval qui sont sulfurées, calciques, chlorurées, gazeuses, ferrugineuses, siliceuses et arsenicales, et sortant à une température de 35°. Il faut également nommer la source saline des Gorges de l'Arbonne et une source ferrugineuse dans le Nant d'Agôt sous les chalets de la Combe.

VI

L'EMPLACEMENT DES VALLÉES TRANSVERSALES

La nappe de l'Embrunais subit un certain nombre d'ondulations transversales qui ont formé un emplacement naturel au cours des torrents. Chacune des vallées du Nant d'Agôt, du Nant de Tessens, du Nant du Cormet d'Arèches, de la partie moyenne de l'Ormente, de la coupure des Chapieux au Cormet de Roselend occupe un des abaissements axiaux que j'ai signalés.

TABLE DES MATIÈRES

Pages

PRÉFACE. 1

INTRODUCTION 5

PREMIÈRE PARTIE

APERÇU GÉNÉRAL, AVEC QUELQUES OBSERVATIONS NOUVELLES SUR UNE PARTIE DE L'AVANT-PAYS DE LA NAPPE DE L'EMBRUNAIS AU NORD DE L'ISÈRE :

zone dauphinoise, chaîne des Aravis, nappes inférieures des lambeaux de recouvrement de Sulens.

CHAPITRE PREMIER. — LA BORDURE ORIENTALE SÉDIMENTAIRE DE LA ZONE DAUPHINOISE. 9

STRATIGRAPHIE 9

TECTONIQUE 13

CHAPITRE II. — LES CHAINES CRISTALLINES DE LA ZONE DAUPHINOISE. 15

TERRAINS CRISTALLINS 15

TERRAINS SÉDIMENTAIRES 16

TECTONIQUE 17

CHAPITRE III. — LA CHAINE DES ARAVIS 21

CHAPITRE IV. — LA NAPPE INFÉRIEURE DES LAMBEAUX DE RECOUVREMENT DE SULENS 24

CHAPITRE V. — LA NAPPE MOYENNE DES LAMBEAUX DE RECOUVREMENT DE SULENS 26

STRATIGRAPHIE 26

TECTONIQUE 30

Pages

CHAPITRE VI. — LES DIFFÉRENTES UNITÉS DES HELVÉTIDES DE LA SUISSE EN TARENTAISE 33

CHAPITRE VII. — LES RACINES DES LAMBEAUX DE RECOUVREMENT DE SULENS 37

DEUXIÈME PARTIE

LA NAPPE DE L'EMBRUNAIS AU NORD DE L'ISÈRE

CHAPITRE PREMIER. — BIBLIOGRAPHIE 42

CHAPITRE II. — HISTORIQUE 57

INTRODUCTION 57
PÉRIODE DES PREMIÈRES RECHERCHES 58
PERIODE DE L'INFLUENCE DE PETIT-COEUR 61
PÉRIODE DE DE MORTILLET PUIS DE CH. LORY 64
INFLUENCE DES RECHERCHES DE KILIAN ET RÉVIL 71
PÉRIODE DE L'INFLUENCE DES DÉCOUVERTES DE FRANCHI 75

CHAPITRE III. — DESCRIPTION GÉOLOGIQUE 91

INTRODUCTION 90
Aperçu préliminaire sur la succession et la nature des terrains . 90
Aperçu sur la tectonique 92

I. — LES ZONES IMBRIQUÉES DES MONTAGNES DE LA BAGNAZ ET DU QUERMOZ 94

1. — *La zone triasique formant la limite orientale.* 94

2. — *Montagne de Montgirod.* 95
Coupe des chalets de la Charmette au lac Dussaut 95
Coupe du ravin de l'Orgère. 97
Ravin entre le chalet des Terreaux et le Passage du Boson. . . 97

3. — *Montagne de Villette.* 98
Coupe du chalet de Beauregard vers le chalet de Sizery. . . . 98
Raccords avec les couches de la Montagne de Montgirod . . . 100
Coupe des chalets de la Bataille à la Croix de la Bagnaz . . . 100
Raccord de la coupe de la Croix de la Bagnaz avec la précédente. 103
Coupe suivant l'arête septentrionale du sommet de la Croix de la Bagnaz 103
Raccords des plis avec ceux de la coupe de la Croix de la Bagnaz. 104
Coupe du chalet de la Chauvière au Passage de Villette 105
Raccords avec les régions méridionales 106

4 — *Montagne de Tessens.* 107
Coupe du Grand Cretet au Bouillissoir de la montagne de Tessens . 107
Raccords avec la coupe du chalet de la Chauvière au Passage de Villette. 109
Poursuite des différentes unités tectoniques vers le Nord . . . 109

Pages

5. — *Montagne de Granier* 112
Coupe du Cormet au ruisseau de la Chevalière 112
Poursuite des différentes unités tectoniques vers le Nord . . . 113
6. — *Vallon de Conchette* 114
7. — *Entre le Vallon de Treicol et le Cormet de Roselend* 116

II. — LA ZONE DU SYNCLINAL DU CRÊT DU REY 120
1. — *Limites de la zone* 120
2. — *Massif du Crêt du Rey* 121
Coupe à l'Est du chalet des Veaux 121
Bord occidental du massif du Crêt du Rey 122
Bord oriental du massif du Crêt du Rey 122
3. — *Région comprise entre le torrent du Cormet d'Arèches et l'arête du Mont Coin* 125
Coupe du chalet de la Chevalière au Plan Bornet. 125
L'anticlinal de la Chevalière. 126
L'anticlinal de Plan Bornet 126
4. — *Vallon du Coin* 127
5. — *Entre le Vallon de Treicol et le Cormet de Roselend* 130
6. — *Entre le Cormet de Roselend et le col de la Seigne* 130

III. — LE SYNCLINAL DE LA POINTE DE L'ÉCHELLE ET DE PAROZAN ET L'ANTICLINAL COMPLEXE DE LA PORTETTA ET DE LA COMBE DE LA NOVA 132
1. — *Les limites de la zone étudiée.* 132
2. — *Région au Sud du Nant d'Agôt* 132
A. — Entre l'anticlinal du Passage de Villette et l'anticlinal de Montgirod. 133
Coupe du lac Dussaut à Montgirod 133
Prolongement vers le N. des unités distinguées 134
B. — Région à l'Est de l'anticlinal de Montgirod 139
Coupe de Montgirod à Centron. 139
Prolongement des différentes assises vers le Nord. 139
3. — *Massif de la Pointe du Col et de la Roche Janentan* 140
A. — Région comprise entre le Passage de Villette et la Roche Janentan 141
Coupe du massif de la Pointe du Col. 141
Prolongement des couches de la coupe 142
Raccords avec les régions situées au S. du Nant d'Agôt. . . . 142
La brèche du Télégraphe et la brèche polygénique observées par W. Kilian et J. Révil 142
B. — Région comprise entre la Roche Janentan et Charves 143
Coupe de la région. 143
Prolongement des différents terrains de la coupe 144
L'anticlinal des escarpements du Nant de Tessens 144
4. — *Massif de la Pointe de l'Echelle* 145
A. — Coupe de la Roche à Thomas à la Pointe de Colonne Noire. . 145
B. — Flanc S.W. du massif de la Pointe de l'Echelle. 146
C. — Raccords des plis avec ceux du massif de la Pointe du Col . . 149
D. — Bord occidental du flanc septentrional du massif de la Pointe de l'Echelle. 150
E. — Bord oriental et la partie centrale, synclinale du flanc N. du massif de la Pointe de l'Echelle 152
F. — Flanc méridional du vallon du Cormet d'Arèches entre le lac de Poupreza et le ruisseau de Gargot 154

Pages

5. — *Entre le Torrent du Cormet d'Arèches et le col de Bresson* . . . 156
A. — Massif entre le Torrent du Cormet d'Arèches et la Portetta. . 156
Coupe du col de la Portetta au Gerbois d'en bas et au ravin du Plan Bornet 156
Raccords des couches avec celles du massif de la Pointe de l'Echelle 158
Prolongement des couches de la Portetta vers la Grande Parei . 159
B. — Massif entre la Grande Parei et le Col de Bresson 159
Coupe de la Grande Parei au Col du Coin 159
Prolongement des couches de la Grande Parei jusqu'au Col de Bresson. 161

6. — *Région comprise entre le col de Bresson et le vallon du Cormet de Roselend* 162
A. — Coupe du Mont Gargan, au col de Bresson et au chalet de Presset 162
B. — L'anticlinal de la chaîne du Gargan et de la Pointe de la Rossa. 163
C. — Le synclinal du Trias moyen et supérieur. 164
D. — L'anticlinal du col du Grand Fond 166
E. — Le synclinal du col du Grand Fond, l'anticlinal Pointe de Précette-Aiguille du Grand Fond et le synclinal de Flysch du Parozan . 166
Pointe de Prècettes. 166
Le Massif de l'Aiguille du Grand Fond 168
Les couches du Dogger (?) du Grand Fond 172
Prolongement vers le Nord des différentes assises du massif du Grand Fond 174

7. — *Région comprise entre le vallon du Cormet de Roselend et le col de la Seigne*. 176
A. — Le Vallon du Cormet de Roselend et le massif de la Tournette. 176
Coupe transversale du massif de la Tournette 170
Prolongement des plis vers le Sud et raccords avec ceux du massif de l'Aiguille du Grand Fond et de la Combe de la Nova . . 177
B. — Massif de la Pointe de Mya 179
C. — Entre le massif de la Pointe de Mya et le col de la Seigne . . 183

IV. — LE SYNCLINAL DU ROIGNAIS 186

1. — *Limites du synclinal du Roignais*. 187

2. — *Les collines de Villette* 187
Carrières au S de la cote 773 187
Colline 804 189
Carrière de calcaire cristallin du couvent Sainte-Anne. 189
Carrière de marbre violet. 190
Bord oriental et méridional des collines de Villette 193
Bord occidental et septentrional des collines de Villette 193
Résultats stratigraphiques et tectoniques 193

3. — *Le bord occidental du synclinal du Roignais entre Villette et le Nant du Cormet d'Arèches* 196
Entre Villette et le Nant de Tessens 196
Environs de Tessens 197
Environs du chalet de la Raiche 198
Entre le chalet de la Raiche et le Veraret 199

4. — *Le Flysch du synclinal du Roignais entre le Chatelard près de Villette et le Nant du Cormet d'Arèches* 200

5. — *Le massif de Roche Boc*. 201
Coupe transversale du massif 201
Examen tectonique 202

Pages

6. — *Le massif du Mont Rosset* 202
Le massif du Mont Rosset 203
Le bord oriental 204
Les vallons de la Portetta et de la Cerdosse 204
Raccords avec le massif de Rocheboc 204
7. — *Le massif du Roignais et de Plovezan* 205
8. — *Région de la Pointe Leisette et de la Torche* 205
9. — *Massif de la Terrasse et de Praina* 206
A. — Massif de la Terrasse 207
Coupe du massif coté 2.096 au S.W. des Chapieux (Petite Terrasse). 207
Prolongement des différents terrains de la coupe 207
Observations stratigraphiques 208
B. — Le massif de l'Aiguille de Praina et de l'Aiguille de Terrassin . 212
Coupe de l'Aiguille de Terrassin au Passage de la Brebis . . . 212
Flanc septentrional du Passage de la Brebis et vers l'Aiguille de Praina 213
Flanc méridional du Passage de la Brebis 214
Coupe du massif de l'Aiguille de Praina 214
Flanc septentrional du Massif de l'Aiguille de Praina 215
Flanc méridional du massif de l'Aiguille de Praina 215
C. — Flanc méridional du vallon du Charbonnet 215
D. — Les terrains au voisinage de la Nappe du Briançonnais . . . 216
F. — Les interprétations de M. Bertrand 217
10. — *Régions au N. du Torrent des Glaciers : Massif de la Clavettaz, les Grandes Aiguilles, la Montagne de la Seigne, le Vallon du Versoyen.* 217
Le bord occidental. 218
Vallée du Torrent des Glaciers en aval des Chapieux. 221
Anticlinal du Pont Saint-Antoine 221
Anticlinal de Cret Bettex 222
La masse de Flysch 224
La bordure orientale 225
Conclusions 226

CHAPITRE IV. — STRATIGRAPHIE 228
I. — *Anthracolithique* 227
Historique. 227
A. — Carbonifère 228
Subdivisions. 228
Caractères lithologiques et paléontologiques 228
Épaisseur des terrains. 228
Relations avec le substratum 228
L'âge des terrains 229
Caractères morphologiques et distribution géographique . . . 229
B. — Permien 229
II. — *Trias* 230
Historique 230
Subdivisions. 231
Caractères lithologiques 232
Quartzites 232
Couches de passage. 232
Calcaires et dolomies 233
Cargneules, dolomies et schistes supérieurs 234
Gypses 234
Cargneules mylonitiques 236
Caractères paléontologiques. 236
Différences de Faciès. 236
Puissance du Trias. 238

Pages

Relations avec le substratum 239
Age des terrains 239
Sédimentation 239
Caractères morphologiques 239
Distribution géographique 240

III. — *Lias*. 240
Historique 240
Subdivisions. 241
Caractères lithologiques et paléontologiques 242
Rhétien. 242
Calcaires gris et noirs 242
Calcaire blanc à silex 242
Variations de faciès 244
Marbres de Villette. 244
Brèches du massif du Grand Fond. 245
Puissance du Lias 246
Relations avec le substratum 246
Age des terrains 247
Sédimentation 247
Caractères morphologiques 248
Distribution géographique 248

IV. — *Jurassique moyen (?) ou Oolithique inférieur (?)* 249
Aperçu historique 249
Introduction. 250
Caractères lithologiques et paléontologiques 250
A. — Les roches supérieures au calcaire de Villette 250
B. — Les calcschistes 251
C. — Les conglomérats et calcschistes de l'Aiguille du Grand Fond. 251
Le synchronisme de ces formations 253
L'épaisseur des couches 253
Relations avec le substratum 254
Age de ces formations 254
Couches de Villette 254
Conglomérats et calcschistes du massif du Grand Fond . . . 255
Sédimentation 256
Caractères morphologiques 256
Distribution géographique 257

V. — *Le Jurassique supérieur et le Crétacé* 257

VI. — *Le Nummulitique* 257
Aperçu historique 257
Introduction. 259
Subdivisions. 260
Caractères pétrographiques 260
Les conglomérats 260
a) de teinte claire. 260
b) de teinte foncée 264
Ecrasement des conglomérats 264
Comparaisons avec les brèches liasiques 264
Relation entre les conglomérats clairs et les conglomérats bruns. Ravinements 265
Les schistes noirs à quartzites verts. 266
Les grès grossiers calcarifères et microbréchiformes 268
Le Flysch 268
Caractères paléontologiques 270
Différences de faciès 270
L'épaisseur des couches 273

Pages

Relations avec le substratum 273
L'âge des terrains 275
La série du Nummulitique forme un tout. 275
La série ne peut être placée dans le Lias 275
La stratigraphie du synclinal du Roignais est la même que celle du restant de la nappe de l'Embrunais 275
Arguments en faveur de l'âge nummulitique. 276
Arguments contraires à l'âge nummulitique 280
L'âge de chacune des subdivisions du Nummulitique. 282
La sédimentation du Nummulitique et Paléogéographie 283
Caractères morphologiques 285
Répartition géographique 286

VII. — *Résumé de la Stratigraphie* 286

CHAPITRE V. — TECTONIQUE 289

I. — *Historique* 289

II. — *Les principales unités tectoniques de la Nappe de l'Embrunais* . . 291
Le synclinal du Roignais 291
L'anticlinal complexe de la Portetta-Combe de la Nova 296
La zone du synclinal Pointe de l'Echelle-Parozan 301
L'anticlinal du col du Coin-Passage de Villette 304
La zone du synclinal du Crêt du Rey. 305
Les plis et les imbrications du Quermoz, de la Bagnaz et des schistes triasiques 307
Le bord chevauchant de la nappe de l'Embrunais. 310

III. — *Vue d'ensemble des différentes unités* 311
Le style des masses poussées et des masses entraînées 314
Le passage des plis aux imbrications. 315
Preuves de la nature charriée de la Nappe de l'Embrunais . . . 315
Les ondulations transversales 316
Tectonique générale 316
Le rôle tectonique des différents terrains. 316

IV. — *Résumé de la tectonique* 319

CHAPITRE VI. — MÉTAMORPHISME 321

TROISIÈME PARTIE

APERÇU SUR LE BORD EXTERNE DE LA NAPPE DU BRIANÇONNAIS ET EN PARTICULIER SUR LA ZONE DU PETIT SAINT-BERNARD

CHAPITRE PREMIER. — LISTE D'OUVRAGES CONCERNANT LA ZONE DU PETIT SAINT-BERNARD 323

CHAPITRE II. — APERÇU DE L'HISTORIQUE 325

Pages

CHAPITRE III. — LA ZONE HOUILLÈRE DU BORD EXTERNE DE LA NAPPE DU BRIANÇONNAIS, DEPUIS AIME JUSQU'AU COL DU PETIT SAINT-BERNARD ET RÉSUMÉ STRATIGRAPHIQUE 328

La bande occidentale du Houiller 328
Le bord chevauchant 328
La masse du Houiller 330
La couverture du Houiller 330
Le synclinal triasique d'Aime et des Gorges de l'Arbonne 331
La grande masse houillère orientale 332
La masse houillère 332
La couverture du Houiller dans le massif de l'Aiguille Grive . . 334
Résumé de la stratigraphie du bord externe houiller de la nappe du Briançonnais 336

CHAPITRE IV. — LA ZONE DU PETIT SAINT-BERNARD 338

Des Gorges de l'Arbonne au torrent du Charbonnet 338
Du torrent du Charbonnet au Versoyen 341
Du Versoyen à la frontière 343
A. La série des roches vertes 343
B. La série des calcschistes 346

CHAPITRE V. — STRATIGRAPHIE DE LA ZONE DU PETIT SAINT-BERNARD. 348

I. — *Gneiss*. 348

II. — *Trias* 349

III. — *La série des roches vertes* 350
Description pétrographique des schistes 350
Phyllades 350
Calcaires et calcschistes 351
Description pétrographique des roches vertes 351
Définition des termes employés 351
L'origine des roches vertes 352
Les transformations minéralogiques 353
Les principaux types 353
Prasinite à pyroxène 354
Prasinite à hornblende 354
Orthoamphibolite feldspathique 356
Prasinite 356
Prasinite à grands cristaux de hornblende et à glaucophane . 357
Amphibolite-Prasinite à glaucophane et grenats 358
Glaucophanite à grenats et biotite 359
Glaucophanite à biotites et anciennes plages conservées de feldspaths saussuritisés 360
Zoïsite 361
Caractères paléontologiques et différence de faciès 363
Relations avec les terrains sous-jacents 363
L'âge de la formation 363
Comparaison avec la région du Simplon 365

III. — *La série des calcschistes et des schistes*. 366
Caractères lithologiques 366
Relation des terrains avec le substratum, puissance 367
Caractères paléontologiques et âge des terrains 367
Caractères morphologiques 367

IV. — *Résumé de la stratigraphie* 368

Pages

CHAPITRE VI. — TECTONIQUE 369

Tectonique. 369
Rapports de la zone du Petit Saint-Bernard avec la nappe du Briançonnais et interprétation générale 370

CHAPITRE VII. — MÉTAMORPHISME 373

QUATRIÈME PARTIE

LE PROLONGEMENT DE LA NAPPE DE L'EMBRUNAIS EN ITALIE, EN SUISSE ET AU SUD DE MOUTIERS

La nappe de l'Embrunais en Italie et en Suisse 375
Introduction 375
Vallon du Breuil. 376
Coupe du Vallon de Youla. 377
Vallée de la Dora Baltea entre Courmayeur et Morgex 380
Coupe du Col Ferret aux lacs de Fenêtre. 381
Valais 382
Entre le Valais et le Prättigau 383

Prolongement de la nappe de l'Embrunais et du bord externe de la nappe du Briançonnais au Sud de l'Isère 386
Le bord occidental de la nappe de l'Embrunais 386
Le bord oriental de la nappe de l'Embrunais. 387
Stratigraphie de la nappe de l'Embrunais 389
Stratigraphie du bord externe de la nappe du Briançonnais 390

CINQUIÈME PARTIE

APERÇU GÉNÉRAL ET CONCLUSIONS RELATIFS AUX NAPPES DE L'EMBRUNAIS ET DU BRIANÇONNAIS A LA ZONE DAUPHINOISE ET EN PARTIE AUX KLIPPES DE SULENS

TECTONIQUE 393

STRATIGRAPHIE 396

SIXIÈME PARTIE

APERÇU SUR LE QUATERNAIRE

Pages

Glaciaire 403
Vallée de l'Isère 403
Vallon de Naves 407
Vallon d'Arèches et de Treicol 407
Vallon de Roselend 408
Les verrous de Beaufort et des vallons d'Arèches et de Roselend . . 408
Alluvions, cônes de déjection et éboulis. 409
Glissements et éboulements. 410
Tourbières et déboisement 411
Tufs, sources minérales. 412
Emplacement des vallées transversales. 412

PLANCHE I

EXPLICATION DE LA PLANCHE I

Fig. 1. — **Le Flysch** : *La Pointe Leisette* (2.920 m.) vue du Roc de l'Enfer.

Fig. 2. — **Les conglomérats nummulitiques et le Lias,** en série renversée. *Rochers au Nord du Col du Coin,* dans le vallon du même nom.

De gauche à droite : 1° calcaire cristallin blanc liasique (**L**) du type des Etroits du Ciex, en gros bancs (premier piton principal) ; 2° conglomérats nummulitiques (**ec**) dont la base plus calcaire est écrasée (deuxième piton principal) ; 3° schistes noirs (**es**) déterminant une dépression ; 4° grès grossiers (**eg**) de la base du Flysch (troisième piton principal).

S N

1

L e_c e_s e_g

E W

2

Clichés H. Schœller

Imp. Tortellier et Cie, Arcueil (Seine)

PLANCHE II

EXPLICATION DE LA PLANCHE II

L'ANTICLINAL DE LA PORTETTA-COMBE DE LA NOVA

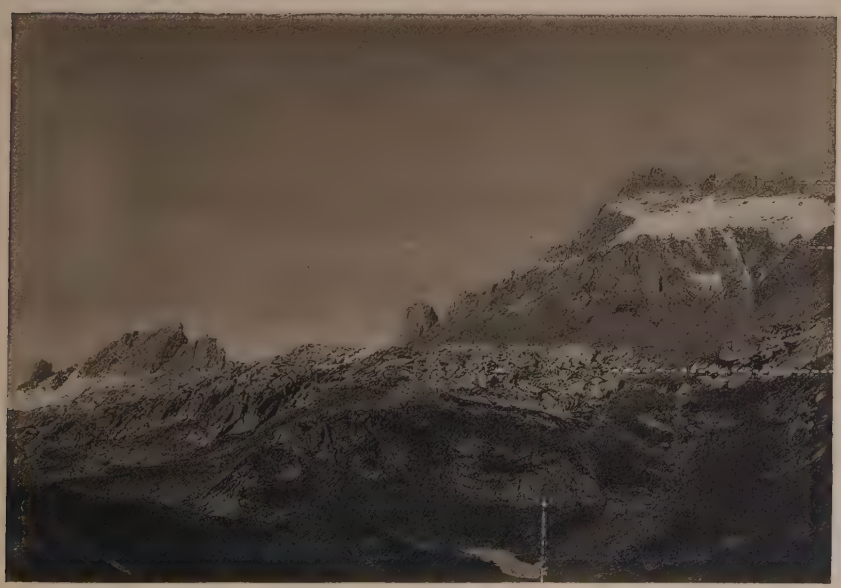
Fig. 1. — **La Pointe de Presset** (2.759 m.). Vue prise du fond de la Combe de la Nova.

De gauche à droite, le col du Grand Fond couvert de neige, la Pointe de Presset, la brèche de Parozan. Du col du Grand Fond jusqu'au premier plan, les rochers clairs des *quartzites* (t_{III}) *du Trias*. En avant de ceux-ci, les *calcschistes noirs jurassiques* (J) formant les premières pentes de la Pointe de Presset, depuis le col du Grand Fond jusqu'à la Brèche de Parozan. Les rochers de la Pointe de Presset représentent les *conglomérats* (ec) *de la base du Nummulitique* reposant sur les calcschistes précédents par un contact brutal.

Fig. 2. — **La Pointe de Presset** (2.759 m.) **et l'Aiguille du Grand Fond** (2.917 m.). Vue prise de la Combe de la Nova.

De gauche à droite, la Pointe de Presset, la brèche du Grand Fond cachée par le second plan, le signal du Grand Fond (rocher isolé à droite de la brèche), l'Aiguille du Grand Fond. Au second plan, les rochers clairs des *quartzites du Trias* (t_{III}) s'enfonçant au NE (coin en bas à droite) sous les *brèches liasiques* (Lbr) qui affleurent également de chaque côté de l'anticlinal triasique, d'abord au premier plan où ils déterminent une petite muraille et, ensuite, sous l'Aiguille du Grand Fond où ils constituent des escarpements. Au-dessus de ces derniers le replat couvert de neige représente l'affleurement de *calcschistes jurassiques* (J) qui supportent les *brèches nummulitiques* (ec), de l'arête de l'Aiguille du Grand Fond.

1



Clichés H. Schœller

2

Imp Tortellier et Cie, Arcueil

PLANCHE III

EXPLICATION DE LA PLANCHE III

L'ANTICLINAL DU GRAND FOND, LE SYNCLINAL DE PAROZAN ET LE BORD IMBRIQUÉ DE LA NAPPE DE L'EMBRUNAIS

Fig. 1. — **Le Vallon de l'Arpire et l'Aiguille du Grand Fond.** Vue prise du Cormet de Roselend.

De gauche à droite : les *quartzites du Trias* (t_{III}) (les premiers rochers) s'enfonçant vers l'arrière-plan sous les *calcschistes jurassiques* (J) (pentes couvertes d'éboulis) eux-mêmes recouverts, à l'arrière-plan par les *conglomérats nummulitiques* (ec) qui constituent les rochers de l'Aiguille du Grand Fond. Une moitié de la charnière anticlinale est très nettement dessinée à la limite des calcschistes et des brèches. De l'aiguille du Grand Fond vers le NW : les conglomérats nummulitiques (ec) (gros rochers), les *schistes noirs à quartzites verts* (es) (petit couloir couvert de neige), *grès grossiers* (eg) de la base du Flysch (petite muraille à l'Est de ce couloir), le *Flysch* (ef) (tout le fond du vallon de l'Arpire), les écailles du bord de la nappe de l'Embrunais (les deux derniers pointements à droite).

Tout à fait au premier plan, à gauche, *phénomènes de solifluction*.

Fig. 2. — **L'Aiguille du Grand Fond, le Vallon de l'Arpire, le Vallon de la Grande Berge, le Roc du Bioley.** Vue prise de « Sur Frétes » au-dessus de Roselend.

De l'arrière-plan au premier :

Arrière-plan, de gauche à droite : *calcschistes du Jurassique* (J) (pentes couvertes d'éboulis), *conglomérats nummulitiques* (ec) (rochers de l'Aiguille du Grand Fond) dessinant une demi-voûte anticlinale et recouvrant les calcschistes précédents, *Flysch* (ef) (arête réunissant l'arrière-plan au second plan).

Second plan : Il est séparé de l'arrière-plan par le vallon de l'Arpire. L'escarpement correspond, dans sa partie élevée *aux écailles du bord de la nappe de l'Embrunais*, et, dans sa partie inférieure ravinée, aux couches schisteuses autochtones qui s'étendent jusqu'à la barre de Lias calcaire du premier plan, le Roc du Biolley.

Clichés H. Schœller

1

Plan de chevauchement de la nappe de l'Embrunais

Clichés M. Gignoux

2

Imp Tortellier et Cie, Arcueil (Seine)

PLANCHE IV

EXPLICATION DE LA PLANCHE IV

ANTICLINAL PORTETTA-COMBE DE LA NOVA

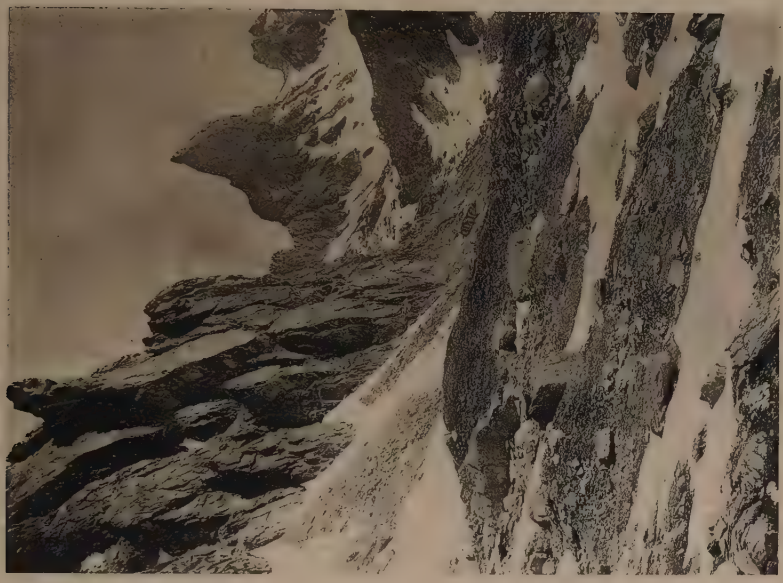
Fig. 1. — La **Pierre Menta** (2.711 m.), vue du col de Bresson.

La Pierre Menta et l'arête qui s'avance vers le premier plan, sont constituées par les conglomérats nummulitiques.

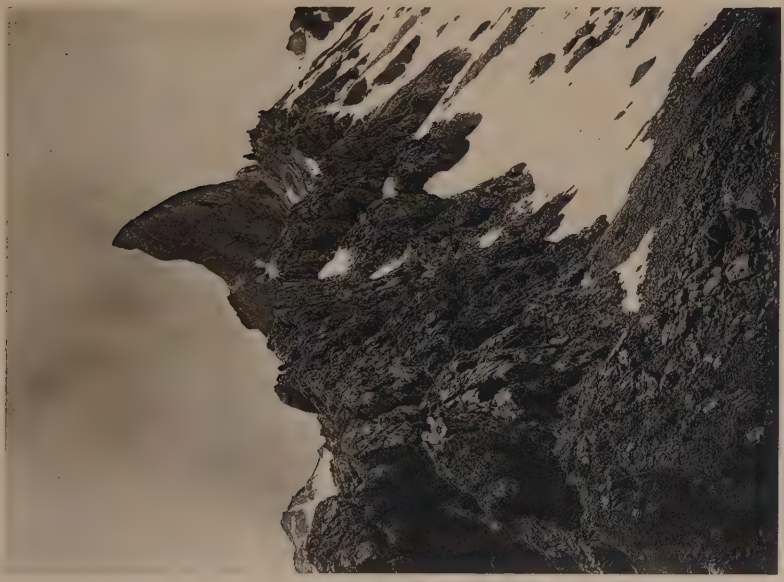
Fig. 2. — La **Pierre Menta**, vue prise un peu au NW du col de Bresson.

A gauche en bancs presque verticaux les quartzites du Trias s'enfonçant, au Sud, sous les conglomérats nummulitiques de la Pierre Menta.

W



2



1

E

Clichés H. Schœller Imp Tortellier et Cie, Arcueil (Seine)

PLANCHE V

EXPLICATION DE LA PLANCHE V

Fig. 1. — **Anticlinal de la Portetta-Combe de la Nova.**

La *Pierre Menta*, face orientale.

De gauche à droite les quartzites du Trias (t_{III}) (rochers plus ou moins laminés), les calcschistes du Jurassique (J) (la partie gauche de l'arête horizontale qui réunit ces quartzites à la Pierre Menta), les conglomérats nummulitiques (ec) (la Pierre Menta).

Fig. 2. — **Repos en discordance angulaire des conglomérats nummulitiques sur les quartzites du Trias.**

Vallon du Torrent des Glaciers au Sud de la Croix près Crêt Bettex.

Clichés M. Gignoux

1

Clichés H. Schœller

2

Imp. Tortellier et Cie, Arcueil

PLANCHE VI

EXPLICATION DE LA PLANCHE VI

Fig. 1. — Les **roches vertes du Vallon du Versoyen** : *La Pointe de Beaupré* (2.802 m.).

On voit très nettement les roches vertes alterner avec des lits de schistes. Au fond à droite le Mont-Pourri.

Fig. 2. — **Bloc de calcaire liasique** au fond du *Nant Blanc, affluent de l'Arbonne*.

C'est un fragment d'un synclinal liasique laminé au sein du Trias. Ce bloc est comparable à un œil de mylonite. Le piolet donne les dimensions.

1

Clichés H. Schœller 2 Imp. Tortellier et Cie, Arcueil (Seine)

PLANCHE VII

H. SCHŒLLER

Le bord Occidental de la NAPPE de l'EMBRUNAIS entre les CHAPIEUX et le COL de la SEIGNE

Echelle 1.50.000

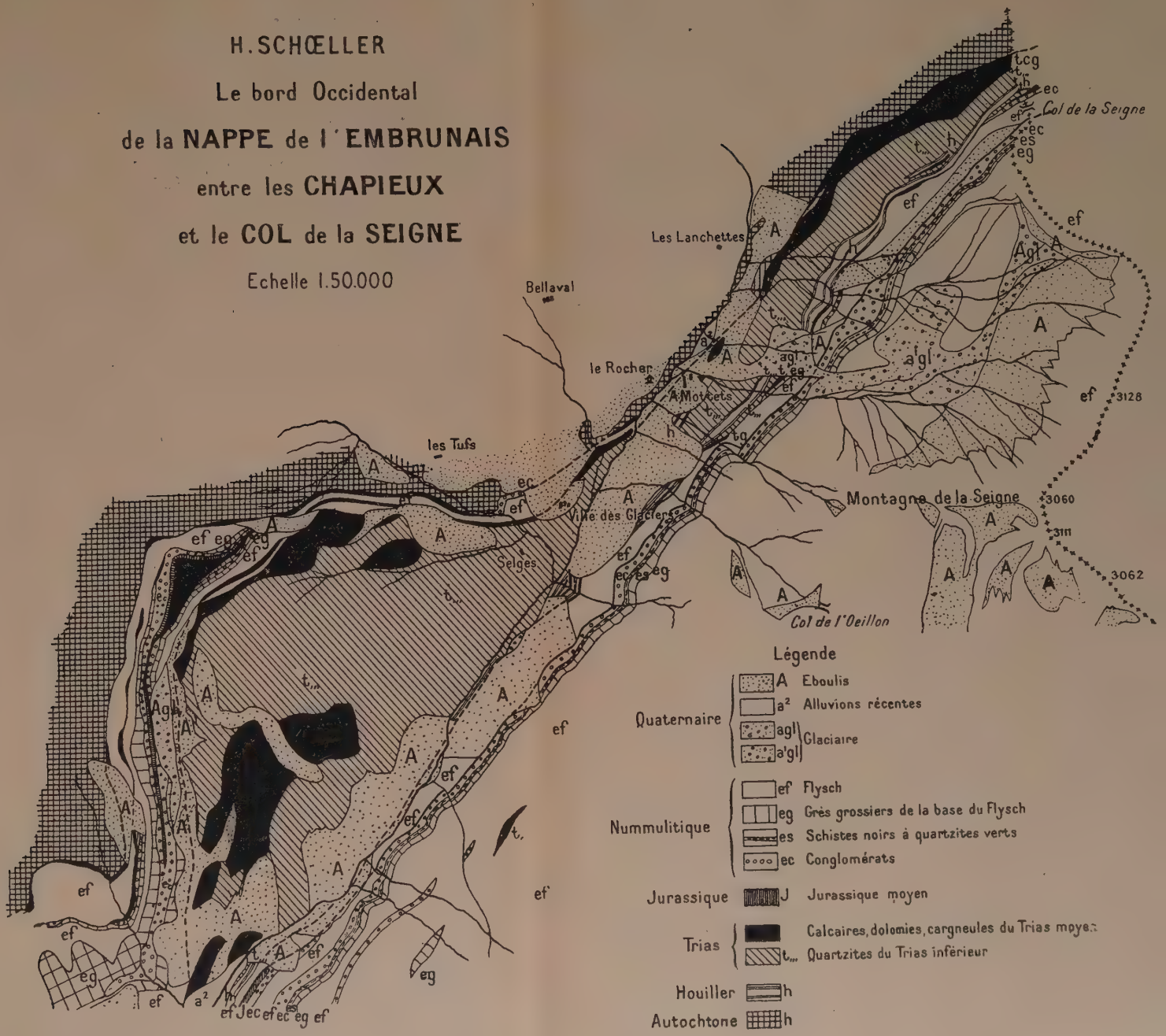
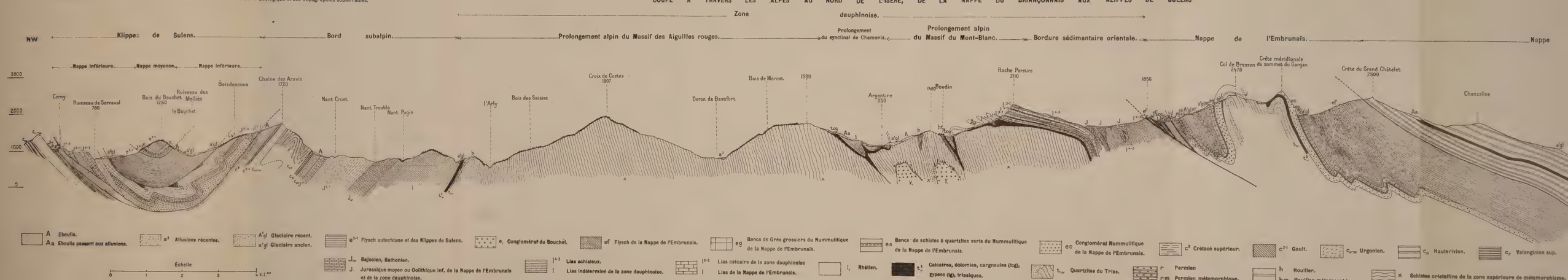


PLANCHE VIII

H. SCHŒLLER

Bulletin des Services de la Carte Géologique et des Topographies souterrainés.

COUPE A TRAVERS LES ALPES AU NORD DE L'ISÈRE, DE LA NAPPE DU BRIANÇONNAIS AUX KLIPPES DE SULENS



A Eboulis.
Aa Eboulis passant aux alluvions.
a^2 Alluvions récentes.
A^1gl Glaciaire récent.
a^1gl Glaciaire ancien.
e^{2-1} Flysch autochtone et des Klippes de Sulens.
o, Conglomérat du Bouchet.
ef Flysch de la Nappe de l'Embrunais.
eg Bancs de Grès grossiers du Nummulitique de la Nappe de l'Embrunais.
es Bancs de schistes à quartzites verts du Nummulitique de la Nappe de l'Embrunais.
e^{2-1} ec Conglomérat Nummulitique de la Nappe de l'Embrunais.
c^8 Crétacé supérieur.
c^{2-1} Gault.
c_{n-w} Urgonien.
c_v Hauterivien.
c_y Valanginien sup.
Echelle 0 1 2 3 Kil.
J_y Bajocien, Bathonien.
J. Jurassique moyen ou Oolithique inf. de la Nappe de l'Embrunais et de la zone dauphinoise.
l^{4-3} Lias schisteux.
l Lias indéterminé de la zone dauphinoise.
l^{3-2} Lias calcaire de la zone dauphinoise
l Lias de la Nappe de l'Embrunais.
t_r Rhétien.
t_2^3 Calcaires, dolomies, cargneules (tcg), gypses (tg), triasiques.
t_{qu} Quartzites du Trias.
P Permien
Pm Permien métamorphique.
h Houiller.
hm Houiller métamorphique.
x Schistes cristallins de la zone supérieure de métamorphisme.

PLANCHES IX ET X

Coupes à travers la Nappe de l'Embrunais

DEUXIÈME THÈSE

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

I. — Gastéropodes parasites.

II. — L'influence du climat alpin sur les végétaux.

VU ET APPROUVÉ :
Paris, le 19 février 1929,
Le Doyen de la Faculté des Sciences,
CH. MAURAIN.

VU ET PERMIS D'IMPRIMER :
Le Recteur de l'Académie de Paris,
S. CHARLÉTY.

LAVAL. — IMPRIMERIE BARNÉOUD